



Contribution à l'étude des substances carbonées dans les bassins paleozoïques de la bordure occidentale du massif de l'air (République du Niger) Implications sédimentologiques et géochimiques

Moussa Harouna

► To cite this version:

Moussa Harouna. Contribution à l'étude des substances carbonées dans les bassins paleozoïques de la bordure occidentale du massif de l'air (République du Niger) Implications sédimentologiques et géochimiques. Géochimie. Université d'Orléans, 1991. Français. NNT: . tel-00790400

HAL Id: tel-00790400

<https://theses.hal.science/tel-00790400>

Submitted on 20 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université d'Orléans

par

Moussa HAROUNA

(géologie et géochimie des combustibles)

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DES SUBSTANCES CARBONEES
DANS LES BASSINS PALEOZOIQUES DE LA BORDURE
OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'AIR
(REPUBLIQUE DU NIGER)
IMPLICATIONS SEDIMENTOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES**

soutenue publiquement le 22 Novembre 1991 devant la commission
d'examen:

MM. Jean TRICHET
 Louis COUREL
 Jean-Robert DISNAR
 Pierre FORBES
 André POUCKET
 Boukar MAI MANGA

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Invité

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est agréable d'exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui, à des titres divers, ont contribué à sa réalisation.

Monsieur le Professeur J. Trichet m'a accueilli dans son laboratoire et m'a fait bénéficier de toute l'aide scientifique que celui-ci fournit à ses chercheurs, me permettant ainsi de mener à bien mes travaux. Il a bien voulu me faire travailler sur des matériaux nigériens, montrant ainsi tout l'intérêt qu'il porte à la Géologie de ce pays, à travers la Convention de Coopération Universitaire Internationale entre les Universités de Niamey et d'Orléans dont il assume, par ailleurs, la responsabilité.

Monsieur le Professeur A. Pouclet a suivi ces travaux avec beaucoup d'intérêt, tant sur le terrain, au Niger, qu'à Orléans, et m'a fait bénéficier de sa connaissance de la Géologie de la région explorée. Je lui exprime ma sincère reconnaissance.

Monsieur le Professeur L. Courel a bien voulu accepter de juger ce travail et d'en être l'un des rapporteurs. Je suis honoré et reconnaissant de sa présence au sein du Jury appelé à juger mon travail.

Monsieur J.R. Disnar, Directeur de Recherches au C.N.R.S., a assuré mon encadrement au cours de ces travaux et m'a initié totalement aux techniques analytiques en Géochimie organique. Il a, en outre, accepté d'en être un Rapporteur et de siéger au sein du Jury. Je le prie de croire à ma vive reconnaissance.

Monsieur P. Forbes, Ingénieur de Recherche à l'I.F.P., me fait l'honneur de juger ce travail et d'être présent au sein du Jury. Sa connaissance approfondie de la région

étudiée confère à son jugement toute la valeur que j'y attache.

Je tiens à remercier les responsables, ingénieurs et techniciens des Organismes et Sociétés minières qui ont permis que cette étude soit réalisée en m'accueillant au sein de leurs installations et en m'apportant toute l'aide logistique et matérielle dont j'ai eu besoin au cours de mes travaux sur le terrain : le Ministère des Mines et de l'Energie du Niger (MM. les Directeurs des recherches géologiques et minières, des mines, de l'énergie); la Société Nigérienne du Charbon d'Anou-Ararène (MM. le Directeur technique, le Chef de la DEM, Abdou Amadou, Yaou Harou); le projet Sékiret associant le PNC et L'Onarem (Mr. Yacouba Adamou) ; la Société des Mines de l'Aïr (MM. Bonifas, Askia, El Moctar et leurs collègues du service géologique); la Compagnie Minière d'Akouta (MM. B. Sory, Maï Manga, O. James, Varlet, ainsi que leurs collègues du groupe géologique).

Je pense également particulièrement à toutes les personnes qui ont participé, de près ou de loin, à l'élaboration de mes recherches, par leur aide scientifique ou humaine :

- MM. A.Y. Huc, J.C. Monin et Th. Lesage de l'I.F.P., pour l'aide qu'ils m'ont apportée pour l'extraction des kérogènes lors de mon séjour à l'Institut,

- Tous les collègues du Laboratoire de Géologie de la Matière organique de l'Université d'Orléans (anciens et nouveaux) : MM. A. Fikri, D. Keravis, Mesdames L. Ramananpisoa, F. Laggoun-Défarge, E. Lallier-Vergès, F. Champion, Melle C. Trouvé, MM. C. Défarge, L. Martinez, Ph. Bertrand, B. Pradier, M. Montacer, S. Benalioulhaj, X.Q. Wu, P. Albéric, C. Vannier, B. Guillet.

- Madame G. Hue qui a assuré la frappe de ce mémoire,

- Ayant bénéficié durant mon séjour en France d'une bourse du Gouvernement Français, je voudrais remercier la

Délégation du C.I.E.S. d'Orléans pour son amabilité, sa gentillesse et l'efficacité de son accueil,

- Tous mes amis, collègues nigériens, ainsi que mes proches, au Niger ou en France, qui m'ont assuré de leur soutien moral et de leurs encouragements au cours de ces années de thèse,

- Mes parents, ainsi que ma soeur et mes frères, qui m'ont apporté toute leur aide et leur affection et qui ont toujours su m'encourager tout au long de mes études. Je tiens à leur exprimer toute ma reconnaissance et je leur dédie ce travail.

- Que ces dernières lignes me permettent enfin d'exprimer toute mon affection à Salamou Mamadou pour sa tendresse, sa patience, ainsi que son soutien constant.

INTRODUCTION.....	6
1ère Partie: GEOLOGIE.....	9
Chapitre I: CADRE GEOLOGIQUE.....	10
I - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.....	11
II - LE BASSIN DES IULLEMEDEN	11
III - LE BASSIN DE TIM MERSOI.....	12
III-1- Le socle de l'Aïr.....	12
III-2- Les structures tectoniques.....	12
III-3- La couverture sédimentaire.....	13
III-3-1- Les formations carbonifères	14
III-3-2- Les formations post- Carbonifère	14
IV - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DU BASSIN DE TIM MERSOI DEPUIS LE CARBONIFERE INFERIEUR	15
IV-1- Le bassin de Tim Mersoï au Carbonifère.....	15
IV-2- Le bassin de Tim Mersoï au Permo- Trias et Jurassique	16
IV-3- Le bassin de Tim Mersoï au Crétacé inférieur.....	17
IV-4- Les périodes ultérieures.....	17
V - CONSEQUENCES SUR LA REPARTITION ET LA PUISSANCE DANS LES ZONES ETUDIEES.....	18
V-1- La région d'Anou-Ararène.....	19
V-2- La région de Sékiret.....	19
V-3- La région d'Arlit-Akouta.....	19
Chapitre II: ETUDE DE TERRAIN: échantillonnage,caractères structuraux et relations sédimentaires.....	32
I - PREAMBULE.....	33
II - LA MINE D'ANOU-ARARENE.....	34
II-1- Localisation.....	34
II-2- Echantillonnage et description des échantillons.....	34
II-3- Caractères structuraux et relations sédimentaires.....	37
II-3-1- Analyse sédimentaire.....	37
II-3-2- Eléments structuraux historiques	38

II-3-3- Corrélation à l'échelle régionale	40
III - LE PERMIS DE SEKIRET	43
III-1- Localisation.....	43
III-2- Choix de sondages et description des faciès	43
III-3- Caractères structuraux et relations sédimentaires.....	46
III-3-1- fracturation ENE-WSW.....	47
III-3-2- Fracturation NE-SW.....	48
III-3-3- Fracturation N-S.....	48
III-3-4- Constatation à l'échelle régionale	48
IV - LA CARRIERE DE TAZA (Arlit).....	51
IV-1- Localisation.....	51
IV-2- Echantillonnage et description des échantillons	52
V - LA MINE D'AKOUTA.....	54
V-1- Localisation.....	54
V-2 - Echantillonnage et description des échantillons	54
VI - LES STRUCTURES TECTONIQUES DE LA ZONE ARLIT-AKOUTA.....	56
VII - CONCLUSION.....	56
VI-1- Position des séries charbonneuses.....	57
VII-2- Position des séries uranifères.....	57

2ème Partie: ETUDE GEOCHIMIQUE ET PETROLOGIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE	70
--	----

Chapitre III: ORIGINE DE LA MATIERE ORGANIQUE ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT	71
---	----

I - INTRODUCTION.....	72
II - RESULTATS	73
II-1 - Analyses pétrographiques.....	73
II-2 - Analyses géochimiques.....	74
II-2-1 - Analyse élémentaire et pyrolyse Rock-Eval.....	74
II-2-2 - Distribution des n-alcanes.....	75
II-2-3 - Les isoprénoïdes acycliques	75
II-2-4 - Les diterpénoïdes.....	76
II-2-5 - Les stéranes et les hopanes	76

II-2-6 - Les hydrocarbures aromatiques.....	77
III - DISCUSSION.....	78
III-1- Les paramètres pétrographiques.....	78
III-1-1- Le groupe de la vitrinite.....	79
III-1-2- Le groupe de l'inertinite.....	79
III-1-3- Le groupe de l'exinite.....	79
III-2 - Les paramètres géochimiques.....	82
III-2-1 Les données de l'analyse élémentaire et de la pyrolyse Rock- Eval.....	82
III-2-2 Les données de l'analyse des hydrocarbures.....	84
IV - CONCLUSION.....	90

Chapitre IV: DIFFERENCE ENTRE DIVERS INDICATEURS ORGANIQUES DE MATURITE DANS LES SERIES CHARBONIFERES AFFECTEES PAR UN EVENEMENT THERMIQUE ANOMAL.....	109
---	-----

I - INTRODUCTION.....	110
II - SITUATION GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE.....	111
III - ETUDES EXPERIMENTALES	112
IV - RESULTATS.....	113
IV-1- Données géochimiques.....	113
VI-2- Observations pétrographiques.....	115
IV - DISCUSSION.....	116
V - CONCLUSIONS.....	124

Chapitre V APPROCHE DE LA FORMATION ET DE LA MIGRATION PRIMAIRE DES HYDROCARBURES PAR DES ETUDES INTEGREES DE GEOCHIMIE ET PETROLOGIE ORGANIQUE.....	141
---	-----

I - INTRODUCTION.....	142
II - RESULTATS	142
II-1- Analyses géochimiques.....	142
II-2- Analyses pétrologiques.....	143
III - DISCUSSION.....	144
VI - CONCLUSION.....	148

Chapitre VI: RECHERCHE DE MARQUES D'ALTERATION DUES A L'EPISEDE HYDROTHERMAL SUR LES DISTRIBUTIONS D'HYDROCARBURES SATURES ET AROMATIQUES.....	160
---	-----

I- Introduction.....	161
II- METHODES EXPERIMENTALES.....	162
III- RESULTATS ET DISCUSSION.....	162
III-1- Recherche de marques d'altération distinctive d'un phénomène de lessivage sur la distribution des hydrocarbures saturés	
III-2- Localisation des niveaux affectés par le phénomène de lessivage des hydrocarbures, au sein de la série.....	165
III-3- Influence du processus de lessivage sur la distribution des hydrocarbures aromatiques.....	168
IV- Conclusions.....	173

Chapitre VII: DONNEES FOURNIES PAR L'ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE ASSOCIEE AUX GISEMENTS D'URANIUM D'ARLIT ET AKOUTA.....187

I - INTRODUCTION.....	188
II - METHODES ET RESULTATS.....	188
II-1 - La matière organique totale (M.O.T.)	188
II-2- Analyses élémentaires.....	189
II-3- La pyrolyse Rock-Eval.....	189
II-4- L'extraction chloroformique.....	189
III - DISCUSSION.....	190
III-1 - Quantités de matière organique.....	190
III-2- Origine et environnement de dépôt	191
III-3- Evaluation du degré d'évolution thermique et recherche des marques d'altération ayant affecté la matière organique après dépôt.....	193
IV -CONCLUSION.....	195

3ème Partie: ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA FRACTION MINERALE.....212

Chapitre VIII: ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA FRACTION MINERALE.....213

I - INTRODUCTION.....	214
II - RESULTATS.....	215
II-1- Les éléments majeurs.....	215

II-2- Les éléments incompatibles.....	217
II-3- Les éléments mobiles.....	217
II-4- Les éléments métalliques.....	218
II-5- Les terres rares et l'yttrium (lanthanides et Y).....	219
III - DISCUSSION.....	221
III-1- Classification basée sur la composition chimique.....	221
III-2- Les faciès gréseux.....	221
III-3- Les faciès argileux.....	223
III-4- Les faciès charbonneux.....	225
III-5- Contexte géologique - Origine des éléments.....	228
IV - CONCLUSION.....	230
CONCLUSIONS GENERALES.....	253
I -RELATION ENTRE LA TECTONIQUE ET LA SEDIMENTATION.....	254
II- L'ENVIRONNEMENT PALEOGEOGRAPHIQUE AU CARBONIFERE ET L'ORIGINE DES APPORTS, ORGANIQUES ET MINERAUX.....	255
III- DEVENIR DES MATERIAUX ORGANIQUES APRES DEPOT.....	257
LISTE DES FIGURES.....	260
LISTE DES TABLEAUX.....	266
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	268

INTRODUCTION

Cette étude se place dans la lignée d'autres travaux géologiques qui ont porté sur un secteur particulièrement intéressant du Nord du territoire nigérien à cause des ressources minérales (uranium et charbons) qui y ont été découvertes et, pour partie, exploitées (Greigert et Pougnet, 1967 ; Bigotte et Obellianne, 1968 ; Valsardieu, 1970 ; Sempéré, 1981 ; Elhamet, 1983 ; Forbes, 1989).

Ces études ont permis de retracer certains des grands traits de l'histoire géodynamique de la région et ainsi de connaître le cadre, structural et stratigraphique, dans lequel les ressources minérales, métalliques ou combustibles, ont pu se mettre en place.

Ainsi, à grands traits, doit-on à ces études antérieures à la nôtre de savoir qu'au Protérozoïque inférieur le massif cristallin de l'Aïr s'est constitué dans la marge du craton Touareg affecté de mouvements dans la zone mobile panafricaine, le long de grands décrochements méridiens.

Dès le Cambrien, la relaxation crustale postérieure aux mouvements orogéniques panafricains engendre un magmatisme ensialique qui se manifeste en surface par la mise en place dans le massif de l'Aïr de complexes intrusifs annulaires d'abord granitiques.

La création des reliefs de ces complexes annulaires aura, dans la suite, des conséquences géochimiques et métallogéniques importantes, en faisant de ceux-ci les sources les plus vraisemblables des métaux accumulés dans le bassin de Tim Mersoï (Forbes, 1989).

La structuration intervenant à la fin de l'orogénèse hercynienne va se faire sentir au Carbonifère en

rééquilibrant les zones étirées entre les panneaux cratoniques : les bassins situés sur la bordure méridionale et occidentale de l'Aïr s'effondrent au Nord-Ouest et à l'Ouest du massif tandis que celui-ci remonte par compensation et subit une reprise de l'érosion.

La fin du Carbonifère inférieur voit alors s'installer une sédimentation houillère dans la partie périphérique occidentale du massif. Celui-ci est alors une grande île, ou une presqu'île, montagneuse localisée vers la latitude (50°) Sud et connaissant alors des conditions climatiques périglaciaires (reconnues depuis le début du Carbonifère jusqu'à la fin du Carbonifère inférieur).

C'est par rapport à ce cadre et à ces connaissances générales que s'est placée notre étude. Dans la mesure où les travaux antérieurs avaient approfondi la connaissance structurale (Joulia, 1959 ; Bigotte et Obellianne, 1968 ; Sempéré et Beaudoin, 1984), sédimentologique (Joulia, 1959 ; Bigotte et Obelliane, 1968, Valsardieu, 1970 ; Sempéré, 1981 ; Sanguinetti et al., 1982, Elhamet, 1983), minéralogique et géochimique (métallique) (Bigotte et Molinas, 1973 ; Forbes, 1989) des séries sédimentaires du bassin de Tim Mersoï, nous avons choisi de rechercher plus particulièrement les informations contenues dans les éléments organiques présents dans ces séries afin de les ajouter à celles qui avaient été obtenues par les méthodes et les approches évoquées ci-dessus. La Géochimie et la Pétrologie organique permettent, en effet, de recueillir des informations spécifiques sur la biogéographie de l'époque, sur la sédimentologie des accumulations dans les bassins et sur la diagenèse, biologique et thermique, subies par les sédiments au cours des périodes consécutives à leur dépôt.

Ainsi cette étude comprend-elle une première partie consacrée à l'analyse de la mise en place des séries sédimentaires dans le Nord du bassin de Tim Mersoï dans le cadre structural de la bordure occidentale de l'Aïr. Seront

abordées dans ce chapitre les conditions sédimentologiques et paléobiologiques du dépôt des séries carbonifères, porteuses des charbons et de l'uranium. Puis une étude particulière de la matière organique contenue dans ces formations permettra d'obtenir des critères d'origine des particules organiques sédimentées, c'est-à-dire des renseignements sur les biomasses ayant été à l'origine de ces particules (chapitre III), puis des critères de reconnaissance de la diagenèse subie par ces constituants organiques. Ces critères seront obtenus à travers la détermination du rang atteint par les particules de vitrinite (chapitre IV). L'analyse détaillée des constituants organiques à l'échelle moléculaire nous permettra alors de recueillir des informations sur des processus de diagenèse et d'altération secondaires ayant affecté les niveaux organiques après leur enfouissement (chapitre VI).

Enfin nous clôturerons cette étude de Géologie de la matière organique, d'une part par un chapitre de géochimie comparée, où seront confrontés des résultats de géochimie organique et des données relatives à la localisation et la teneur en uranium dans la série d'Akouta et, d'autre part, par un chapitre où l'analyse des éléments en traces, et notamment des terres rares, associés tant aux strates organiques (charbons) qu'à des strates peu organiques ou inorganiques nous permettra d'apporter des éléments de confirmation de l'hypothèse de l'origine dans le massif de l'Aïr des matériaux sédimentaires déposés dans le bassin au Carbonifère.

1^{ère} PARTIE : GEOLOGIE

Chapitre I : CADRE GEOLOGIQUE

Le bassin de Tim Mersoï (fig. 2) a été largement étudié du point de vue géologique (Valsardieu, 1970 ; Sempéré, 1981 ; ElHamet, 1983) du fait de la quantité importante de gisements de substances utiles qu'il contient (uranium et charbon principalement).

I - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

Les aires cratoniques du continent africain (cratons ouest-africain, du Congo, du Kalahari et nilotique) se sont stabilisées entre 1600 et 1200 M.A; (Casanova, 1970 ; Bessoles et Trompette, 1980) et sont bordées par des zones mobiles qui ont été affectées par trois cycles orogéniques majeurs d'âge voisin de 2000, 1000 et 800-500 M.A (Précambrien supérieur, Paléozoïque inférieur et Pan-africain) (fig. 1a).

Le craton ouest-africain est ceinturé par les zones mobiles de Rockelides et des Mauritanides (à l'Ouest) et par celles d'Afrique centrale et orientale (à l'Est et au Nord-Est, fig. 1a). La zone mobile d'Afrique centrale contient le massif du Hoggar (dans sa partie Nord) dont l'Aïr constitue l'appendice Sud-Est (fig; 1b).

II - LE BASSIN DES IULLEMEDEN

Il s'agit de l'immense bassin situé au Sud du Hoggar (fig; 2). Il est bordé dans sa partie septentrionale par le socle de l'Adrar des Iforas, du Hoggar et de l'Aïr. Au Sud, il s'étend jusqu'à la remontée du socle du Damagaram et du Liptako.

La partie Nord de ce bassin est divisée en deux par une dorsale sub-méridienne, la dorsale d'In Guezzam (Valsardieu, 1970).

A l'Ouest, le bassin de Tamesna se trouve en grande partie au Mali ;

A l'Est, le bassin de Tim Mersoï s'étend presque entièrement sur le territoire du Niger, excepté dans sa

partie Nord, constituée par le synclinal de Tim Seririne qui se referme en Algérie.

III - LE BASSIN DE TIM MERSOI

III-1- Le socle de l'Aïr

Le massif de l'Aïr possède, dans son ensemble, un relief peu accusé résultant d'une pénéplaine rajeunie par différents mouvements tectoniques et phases volcaniques, puis par des différentes phases d'érosion (Black et al. , 1967 ; Valsardieu, 1970; Karche et Vachette , 1978 ; Morel , 1985) .

Le modelé actuel est commandé par la nature lithologique des terrains qui constituent son ossature. Il s'agit :

- de roches cristallophylliennes (leptinites et gneiss) correspondant aux formations saggarïennes ;
- d'intrusions d'anciens granitoïdes (syntectoniques) recoupant les formations précédentes ;
- de roches filoniennes liées aux nombreux accidents découpant l'Aïr en lambeaux (rhyolites, pegmatites, quartz de remplissage de failles) ;
- d'intrusions de granites jeunes (paléozoïques et mésozoïques) disposés en complexes annulaires au sein des formations anciennes et mis en place au cours des phases orogéniques calédoniennes et hercyniennes (Karche et Vachette, 1978) ;
- de roches volcaniques anciennes (activité paléozoïque à tendance acide) et récentes (Crétacé, à tendance basique).

III-2- Les structures tectoniques

Les structures du bassin de Tim Mersoï correspondent à une réponse de la couverture sédimentaire aux réajustements tectoniques le long d'accidents du socle (Valsardieu, 1970).

Le style tectonique est caractérisé essentiellement par des déformations cassantes et des déformations souples de faible amplitude.

- Les accidents cassants sont de plusieurs types (fig; 3) :

- * des linéaments, qui forment un réseau correspondant aux directions tectoniques majeures de la région (flexures-failles, flexures N-S et NNE-SSW). Parmi ceux-ci, le linéament méridien d'In Azawa-Arlit et ses satellites ont joué un rôle important dans la sédimentation ;

- * des faisceaux , failles de faible rejet qui se transforment souvent latéralement en diaclases ; elles sont représentées par des failles conjuguées de directions E-W à W-NW ;

- * des décrochements, très répandus, mais le plus souvent masqués par les sédiments quaternaires : dans la partie sud du bassin, ils sont signalés par des résurgences d'eaux ;

- * des diaclases, associées aux structures souples et aux faisceaux cassants.

- les déformations souples sont de deux types (fig.3) :

- * des structures anticlinales et synclinales longilignes qui bordent les grands accidents sub-méridiens ;

- * des structures fermées : ce sont des anticlinaux en forme de dôme ou de demi-dôme et des synclinaux en forme de sillon, de graben ou de demi-cuvette. Ces structures apparaissent généralement à l'intersection des grands accidents sub-méridiens avec les faisceaux E-NE.

III-3- La couverture sédimentaire (fig. 4)

La sédimentation a commencé dans le Nord du bassin (synclinal de Tin Seririne) avec des grès et shales à graptolites (cambro-ordovicien) et s'est poursuivie jusqu'au Crétacé inférieur (Joulia, 1959). Sur la bordure SW du bassin, les formations carbonifères se biseautent et

reposent directement sur le socle de l'Aïr en se transgressant les unes par rapport aux autres.

III-3-1- Les formations carbonifères

- La série de Terada :

Elle est constituée des grès et conglomérats de Teragh (Viséen inférieur), des argilites du Talak (Viséen inférieur) et des grès fins et grossiers d'Akokan.

- La série de Tagora :

Elle comprend trois mégaséquences granodécroissantes d'âge Viséen supérieur : les grès du Guézouman et les argilo-siltites du Tchinezogue inférieur, les grès du "Blanchâtre", du Tchinezogue moyen et supérieur, les grès et argilites du Tarat.

La fin des dépôts carbonifères peut être constituée par une série namuro-westphalienne, dite de Madawela (Valsardieu, 1970 ; Sempéré, 1981).

III-3-2- Les formations post-Carbonifère

Les dépôts continentaux dont l'âge est compris entre le Permien et le Crétacé inférieur sont regroupés sous le terme de continental intercalaire (Kilian, 1931).

- La série d'Izégouandane (Permien) :

Elle regroupe quatre formations : les grès arkosiques et les argilites brun-rouge d'Izégouande ; les argilites brun-rouge calciteuses de Tégia ; les grès fins à moyens, arkosiques et calciteux, de Tamamaït ; les grès et argilites à analcime de Moradi.

- La série d'Aguelal (Trias) est représentée par les grès éoliens d'Aguelal.

- Les séries de Goufat et Wagadi (Jurassique) particulièrement riches en analcime et analcimolites (Pacquet, 1968 ; Valsardieu, 1970) Les formations du Trias

et du Jurassique sont regroupées sous le nom du groupe d'Agadès.

- Le groupe de l'Irhazer (Crétacé inférieur), composé de grès fluvio-deltaïques et d'argilo-siltites lacustres.

La série stratigraphique se termine par les grès fluvio-deltaïques du groupe de Tegama (Crétacé inférieur), derniers dépôts avant les transgressions marines du Crétacé (Forbes, 1989).

IV - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DU BASSIN DE TIM MERSOI DEPUIS LE CARBONIFERE INFERIEUR

Le milieu de sédimentation conditionne en partie la nature et la quantité des matières organiques au sein des séries sédimentaires. Les transformations diagénétiques qu'elles subissent après leur dépôt sont ensuite contrôlées par l'évolution géodynamique du bassin.

La connaissance de la paléogéographie et des principaux événements tectoniques survenus au cours du temps est donc essentielle à l'interprétation que l'on donnera aux résultats de l'étude des matières organiques.

Ces conditions paléogéographiques et tectoniques ont été analysées par Valsardieu (1971). Elles seront ici seulement rappelées et résumées.

IV-1- Le bassin de Tim Mersoï au Carbonifère (fig. 5a)

Il correspond à un delta ouvert au Nord, sur la mer viséenne. La direction moyenne des paléocourants est voisine du NE-SW. Trois épisodes sédimentaires se succèdent progressivement vers le SE et le NW :

- l'épisode de Terada (glacio-fluviatile) au cours duquel s'expriment au moins deux phases tectoniques, l'une cassante (accidents de direction NW et E-NE) le long de la structure N-NE (Fierag, Tafadek) et associée à un volcanisme vers la fin du Dévonien ; l'autre, également cassante, d'âge intra-viséenne et de direction E-NE (et peut-être NW).

- deux épisodes Tagora, 1 (inférieur) et 2 (supérieur) (fig. 4), fluvio-deltaïques. Tagora 1 ne révèle pas d'activité tectonique, alors que l'épisode Tagora 2 est affecté par des accidents E-NE (qui délimitent les épandages détritiques) et par des accidents méridiens.

A cette époque se produit un événement lié à l'orogénèse hercynienne qui va redessiner le cadre géographique régional et engendrer une sédimentation d'un type nouveau.

IV-2- Le bassin de Tim Mersoï au Permo-Trias et Jurassique (fig. 5 b et b').

A la suite de ces phénomènes tectoniques datés du Carbonifère supérieur, le sens des écoulements est inversé (les paléocourants se dirigeant alors vers le Nord). Des zones de relief s'individualisent à l'Est (dorsale agadésienne et massifs volcaniques), bordant une plaine ou plateau à l'Ouest. Le continent se trouve au Sud et de part et d'autre du bassin. Quatre épisodes sédimentaires se succèdent :

- l'épisode d'Izégouandane (sédiments fluvio-lacustres et volcaniques) qui se place après la grande lacune du Carbonifère supérieur (orogénèse hercynienne. Au cours de la sédimentation s'expriment des réajustements tectoniques et des éruptions volcaniques.

- l'épisode d'Aguelal (dépôts fluviatiles de plaine d'épandage), période de calme orogénique.

- l'épisode de Goufat (dépôts fluviatiles de piedmont et épandages volcano-sédimentaires) qui voit la reprise de l'activité tectonique.

- l'épisode de Wagadi (épandages fluviatiles et éléments d'origine volcanique) au cours duquel se poursuivent les événements tectoniques et volcaniques de l'épisode précédent.

IV-3- Le bassin de Tim Mersoï au Crétacé inférieur (fig. 5c)

Le sens des paléocourants est toujours dirigé vers le Nord, puis vers le Nord-Ouest. Les reliefs sont situés au Sud et au Sud-Est. Le bassin, d'abord réduit, s'ouvre vers la fin de la période et les dépôts débordent sur la zone du massif de l'Aïr à l'Est et sur celle de la dorsale d'In Guezzam à l'Ouest. Deux épisodes se succèdent :

- l'épisode de Dabla (dépôts fluviatiles au début, puis vaste domaine lacustre) pendant lequel les structures sub-méridiennes ont encore joué ; l'intensité du volcanisme a diminuée.

- l'épisode de Tégama (dépôt de sables sur l'immense plaine qui occupe la région).

Par la suite, l'ensemble de la région subit un vaste mouvement de subsidence.

IV-4- Les périodes ultérieures

Trois transgressions marines ont envahi cette région au Crétacé moyen et supérieur, respectivement au Cénomanién supérieur, au Turonien inférieur et au Sénonien inférieur. Le maximum d'extension est atteint au Turonien inférieur lorsque la Théthys communique avec l'Atlantique sud (Bellion, 1987).

- Au Cénomanién supérieur et au Turonien inférieur, l'invasion de la Mésogée se fait par le Nord-Est et l'Est et affecte la partie est de l'Aïr, puis l'ensemble du bassin des Iullemenden, Tim Mersoï compris (t1 et t2, fig. 6) (Greigert et Pougnet, 1967 ; Bellion, 1987). Des faciès typiquement marins ont été reconnus à l'Est du massif de l'Aïr, en particulier dans le fossé de Téfidet. La mer couvrirait au moins en partie le massif de l'Aïr (Faure, 1966).

- Au Sénonien supérieur, l'environnement marin se déplace vers l'Ouest (t3, fig. 6), les dépôts marquent une nette différence de part et d'autre de l'axe Aïr-Damergou (argilo-silteux avec matières charbonneuses à l'Ouest et dépourvus de matériaux charbonneux à l'Est). Au Maestrichtien, la mer est repoussée encore plus à l'Ouest (t4, fig. 6).

- La zone de l'Aïr s'élève progressivement à partir du Paléocène, puis soumise à l'érosion, acquiert sa structure actuelle (t5, fig 6).

V - CONSEQUENCES SUR LA REPARTITION ET LA PUISSANCE DANS LES ZONES ETUDIEES

L'évolution paléogéographique assez complexe de cette région a provoqué des différences dans la répartition et dans le degré d'enfouissement des formations paléozoïques, dans les différentes parties du bassin, en particulier celles qui sont concernées par cette étude (fig. 7) ; zones d'Arlit et d'Akouta ; zones de Sékiret ; zone d'Anou-Ararène.

L'enfouissement maximal est atteint au Crétacé inférieur (Sempéré, 1981) et les transgressions marines cénomano-turonienues n'ont apporté que très peu de sédiments (Bigotte et Obelliane, 1968 ; Valsardieu, 1970).

V-1- La région d'Anou-Ararène

Elle est située dans la partie sud du bassin, au-delà du lieu de disparition des formations de la série de Tagora (biseau stratigraphique situé au Nord de cette zone ; fig. 7). Les principales caractéristiques des sédiments sont résumées dans le tableau I.

V-2- La région de Sékiret

Le sondage de Sékiret est situé entre le bassin d'Aoulingen (Anou-Ararène) et la région du biseau des argilites marines du Talak (Anou-Makarène) (fig. 7). Elle correspond à la zone d'amincissement des séries carbonifères vers le Sud. Les caractéristiques de la sédimentation sont regroupées dans le tableau II.

V-3- La région d'Arlit-Akouta

Elle correspond à la partie Nord du bassin de Tim Mersoï (fig. 7). Dans cette région, les séries carbonifères ont des épaisseurs considérables. Le tableau III regroupe les différentes caractéristiques des sédiments dans cette zone.

Dans le bassin de Tim Mersoï, et principalement dans la région d'Agadès, la subsidence maximale semble avoir eu lieu au Crétacé inférieur (Sempéré, 1981 ; Forbes, 1989). D'autre part, la mer cénomaniennne qui a, à nouveau, envahi cette région n'a, elle aussi, apporté que très peu de sédiments (Greigert et Pougnet, 1967 ; Bigotte et Obelliane, 1968).

Les épaisseurs des formations répertoriées dans les tableaux I, II et III sont déduites des travaux de Valsardieu (1970) et Cazoulat (1980) pour les séries carbonifères, permienes, triassiques et jurassiques, et de Greigert et Pognet (1967) pour les séries crétacées.

A partir de ces données il est possible de tenter une estimation de l'enfouissement maximal des formations étudiées dans les différentes parties du bassin :

- Anou-Ararène : Talak (1660 à 1800 m)
- Sékiret : Talak (1870 à 2020 m)
Guezouman (1840 à 1990 m)
- Arlit-Akouta : Talak (2100 à 2260 m)
Guezouman (1910 à 2050 m)
Tchinezogue (1850 à 1990 m)
Tarat (1820 à 1960 m).

L'évolution tectonique du bassin de Tim-Mersoï se résume donc par (fig.8) :

- une subsidence maximale régionale au Crétacé inférieur,
- une surélévation des formations sédimentaires avec le massif de l'Aïr au Tertiaire,
- un volcanisme abondant dès le Permo-Trias avec une phase paroxysmale au Jurassique.

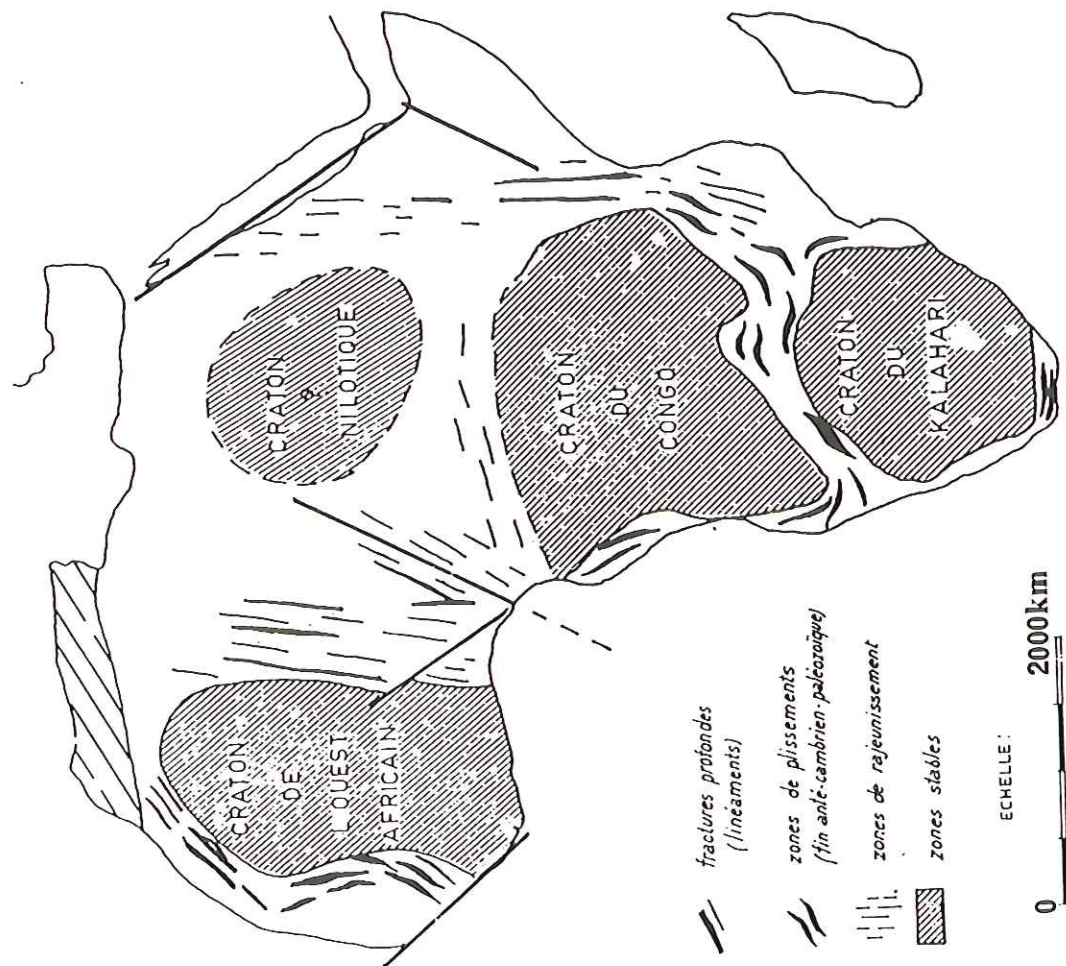


Fig. 1a - Aires de cratonisation en Afrique (d'après Valsardieu, 1970).

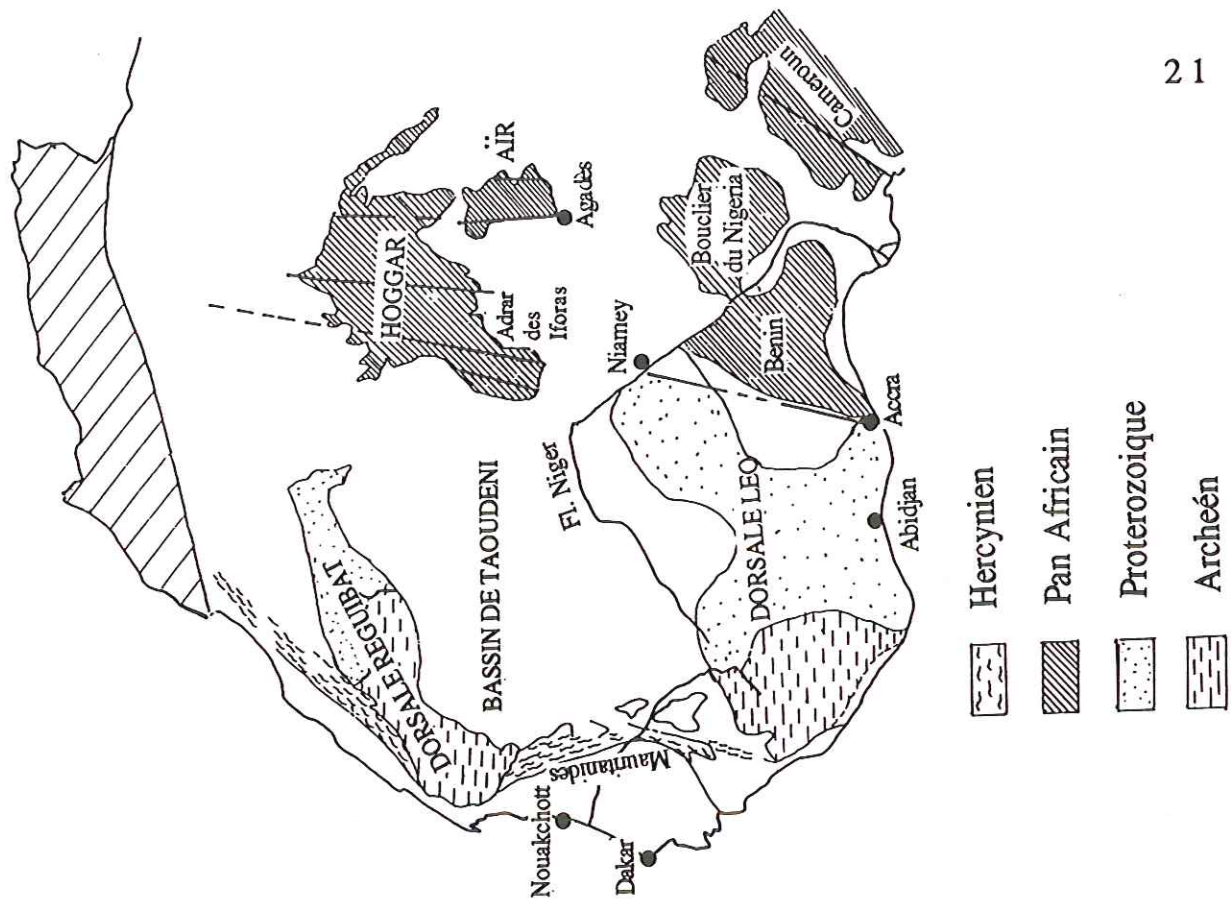


Fig. 1b - Zones mobiles du craton ouest-Africain (Modifié d'après Valsardieu, 1970).

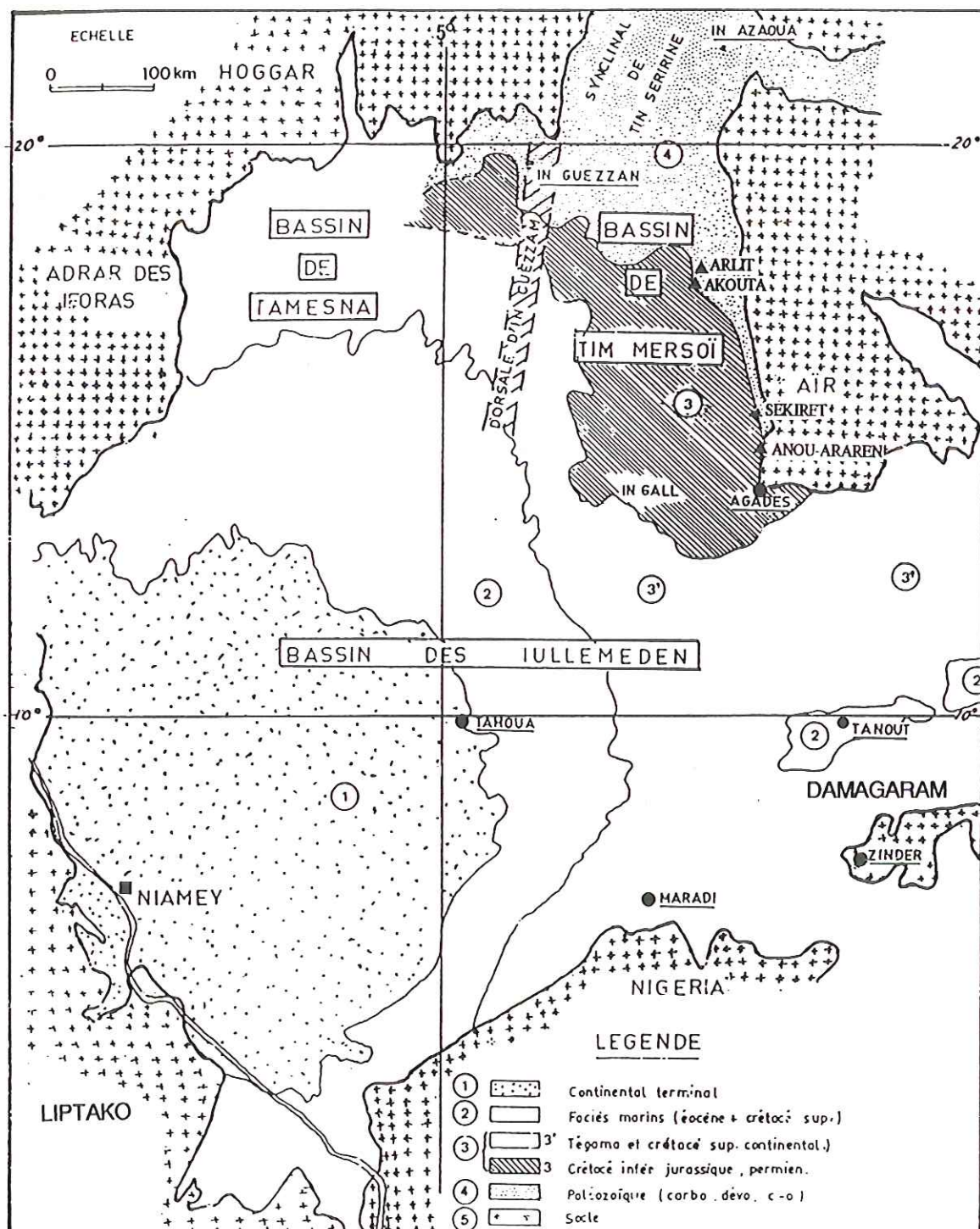


Fig. 2 - Situation du bassin de Tim Mersoï au sein des Iullemeden (d'Après Valsardieu, 1970).

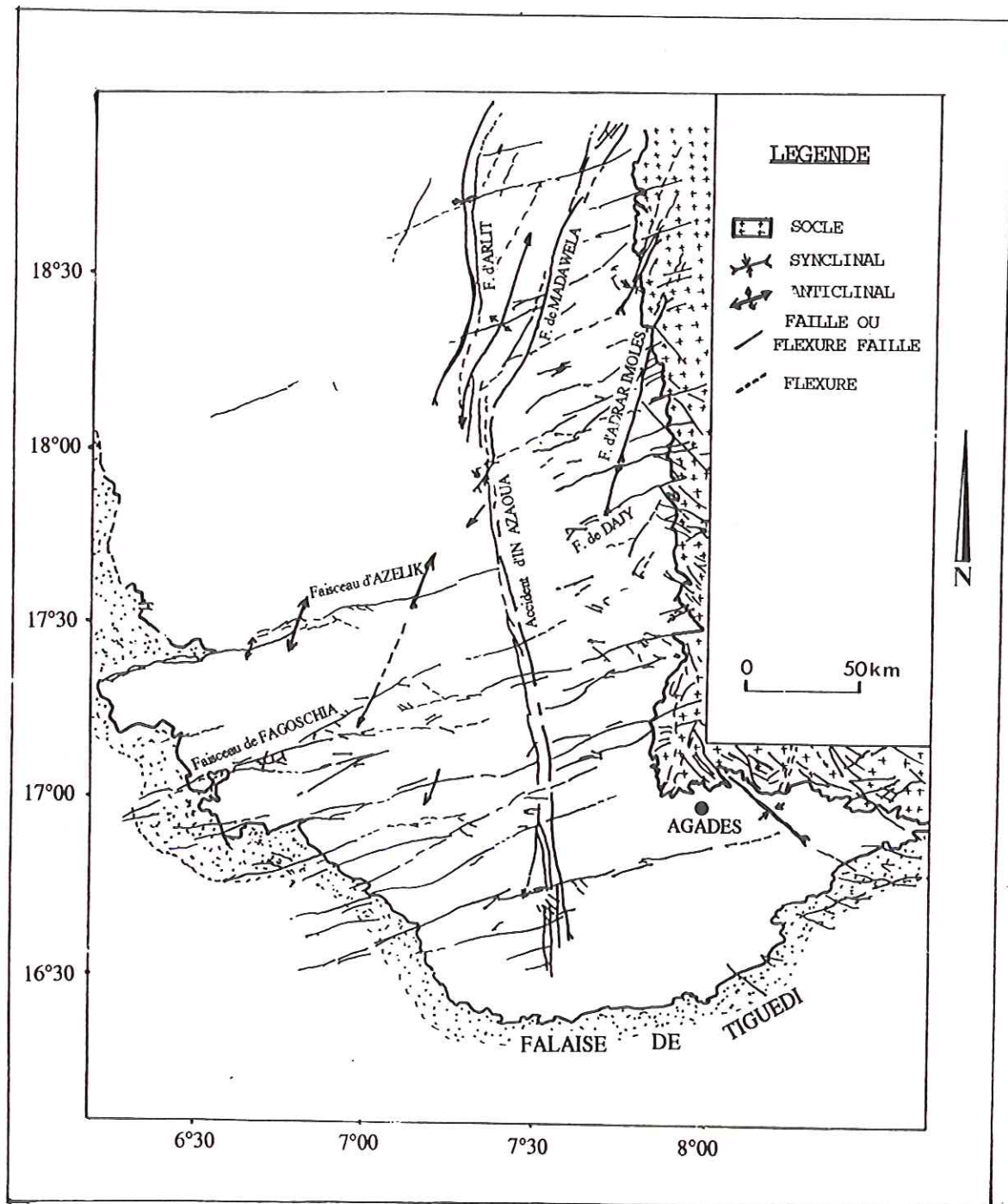


Fig. 4 - Les accidents cassants dans le bassin de Tim Mersqi (d'après Valsardieu, 1970).

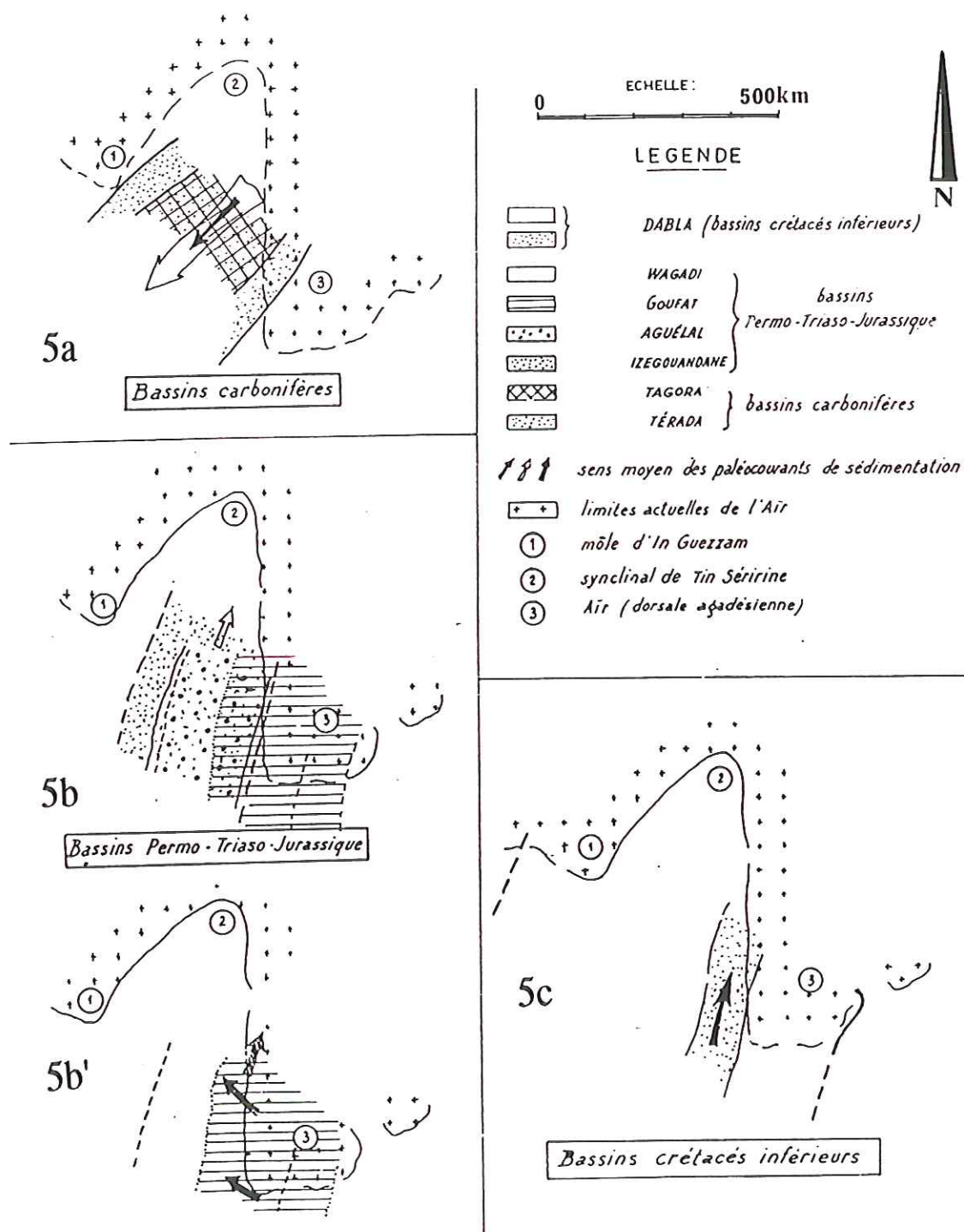


Fig. 5 - Schémas paléogéographique dans la région septentrionale du bassin des Iullemden (bassin de Tim Mersoï) (d'après Valsardieu, 1970).

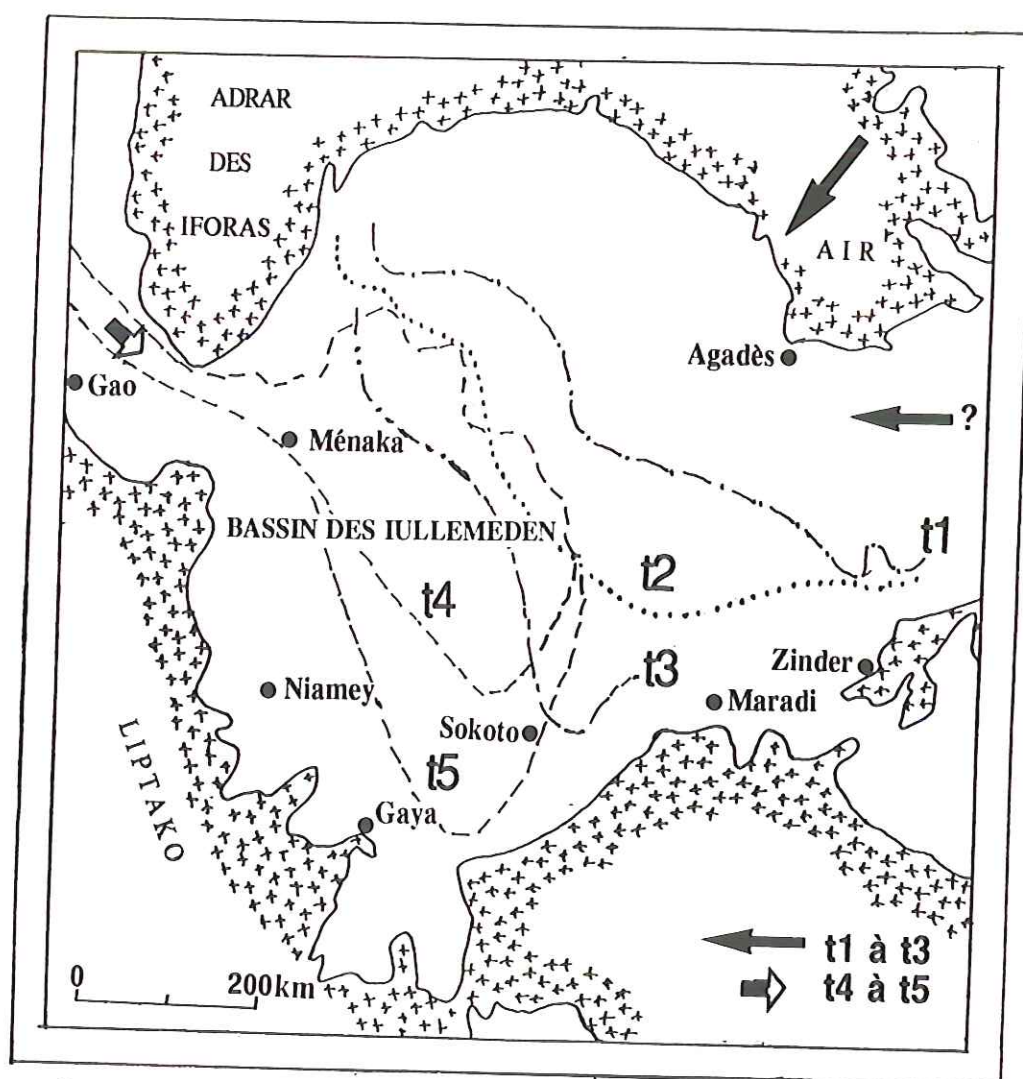


Fig. 6 - Transgressions marines post-Crétacé (d'après Forbes, 1989).

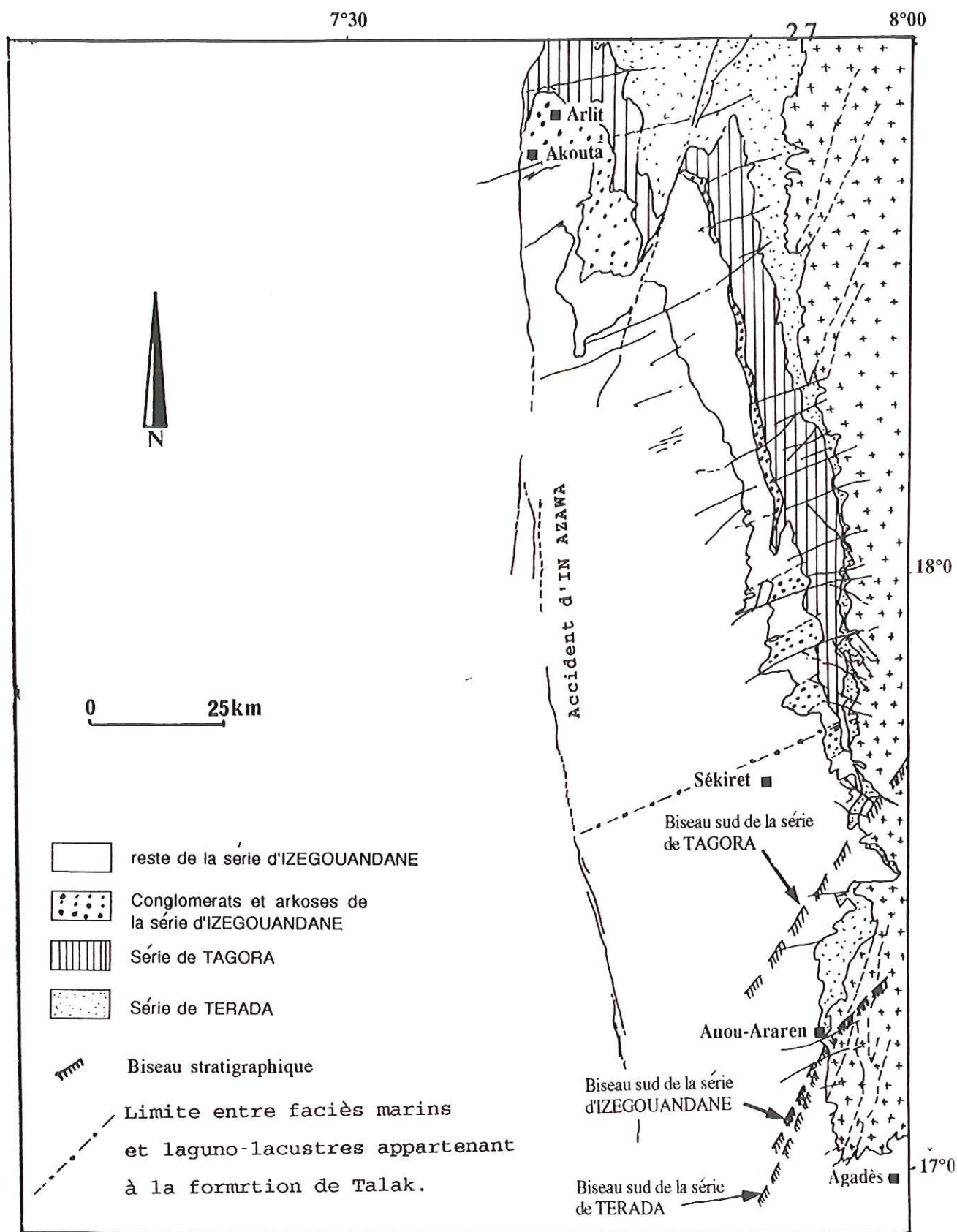


Fig. 7 - Répartition des séries de Terada, de Tagora et d'Izegouandane (modifié d'après Valsardieu, 1970).

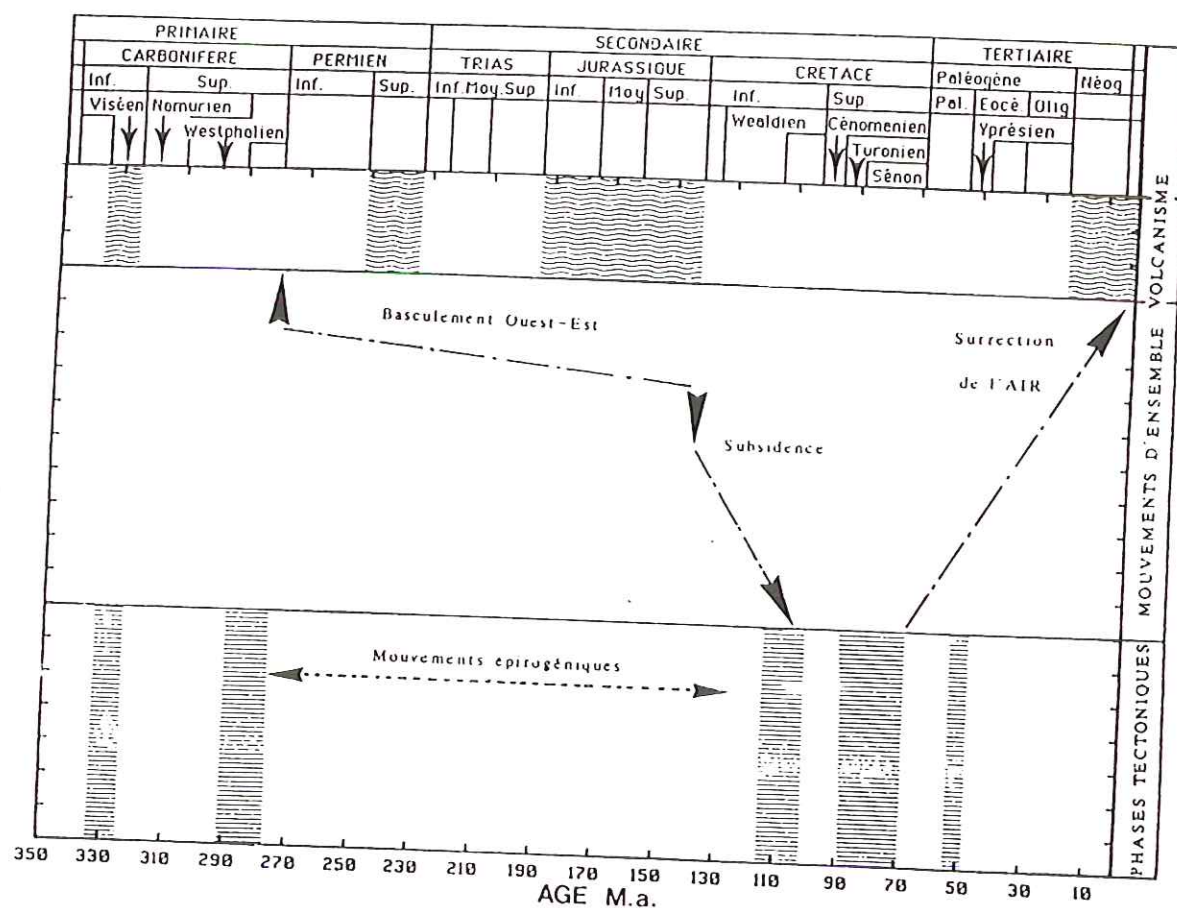


Fig. 8 - Episodes volcaniques, tectoniques et mouvements d'ensemble dans le bassin de Tim Mersoï (d'après Valsardieu, 1970; Forbes, 1989).

SERIE	FORMATION	PERIODE	NATURE	PUISSANCE	ENVIRONNEMENT	PAYSAGES	TECTONIQUE
		Senonien Sup. Senonien Inf,Moy. Turonien Sup. Cenomano-Turon.	argiles, silts calcaires,marnes,grès calcaires, argiles calcaires, argiles calcaires,argiles,grès grès grossiers grès grès grossiers	0 m(?) 0 m(?) 150-250 m 25-60 m 190m(?) 370m(?) 10m(?) 220m(?)	Marin	<i>Inondation</i>	Phase intra Crétacé
TEGAMA	Farak Echkar El Rhas Tigguedi	C R E T				<i>Emersion</i>	
	In Gall Irhazer Assaouas Tchirez.II	A C E	argillites argillites arg.,grès,calc. arkoses	10m 350m 30m 40m	Lacustre	<i>Inondation</i> <i>Emersion</i>	
DABLA	Abinky Tchirez.I	J U R	analcimolites grès feldsp.	20m 50m	Fluviatile Lacustre Fluviatile Fluviatile	<i>Emersion</i>	
WAGADI	Mousseden	A	grès,analcim. grès bariolés	30m 104m	Plemont	<i>Emersion</i>	
GOUFAT	Teloua 2-3	TRIAS					
	Izeg. supérieur Izeg. moyen Izeg. inférieur	P E R	silts , grès très fins argil.rouges gréseuses arkoses	25m	Fluvio-lacustre Fluviatile deltaïque	<i>Emersion</i>	Phase du Carbo. Supérieur
IZEGOUANDANE	unité d'Akokan Talak Teragh	C A R	silts(?) argillites, charbon conglom.,grès congl.	40m 10m	Laguno-lacustre Fluvio-glaciaire	<i>Emersion</i>	Phase fini-Devo. Volc. acide
TERADA							
SOULE		PRECAMB.					

Tab. 1 - Principales caractéristiques paléogéographiques et géologiques de la région d'Anou-Ararène (modifié d'après Greigert et Pougnet, 1967; Valsardieu, 1970; Bellion, 1987).

SERIE	FORMATION	PERIODE	NATURE	PUISSANCE	ENVIRONNEMENT	PAYSAGES	TECTONIQUE
		Senonien Sup. Senonien Inf, Moy. Turonien Sup. Cenomano-Turon.	argiles, silts calcaires, marnes, grès calcaires, argiles calcaires, argiles	0 m(?) 0 m(?) 150-250m 25-60 m	Marin		
TEGAMA	Farak Echkar El Rhas Tigguedi	C R E T	calcaires, argiles, grès grès grossiers grès	190 m(?) 370 m(?) 10 m(?)			
	In Gall Irhazer Assaouas Tchirez. II	A C E	grès grossiers argilites argilites arg., grès, calc. arkoses	220 m(?) 10 m 350 m 30 m	Lacustre	<i>Emersion</i>	Phase intra Crétacé inf.
DABLA							
WAGADI	Abinky Tchirez. I	J U R	analcimolites grès feldsp.	40 m 20 m 50 m	Fluviatile Lacustre Fluviatile	<i>Inondation</i> <i>Emersion</i>	Volcanisme acide fissural
GOUFAT	Mousseden Teloua 2-3	A	grès, analcim. grès barriolés	60 m 55 m	Fluviatile Piemont	<i>Emersion</i> <i>Emersion</i>	Volc. acide dorsale agadesienne
AGUELAL	Teloua 1 Izeg. supérieur Izeg. moyen Izeg. inférieur	TRIAS P E R	grès conglom. grès gros., arg. rouges, silts arg. rouges, silts arkoses, arg. rouge.	15 m 32 m 37 m 67 m	Fluviatile Fluvio-lacustre Lac-émersion Fluviatile	<i>Emersion</i> <i>Emersion</i>	Volc. acide dorsale agadesienne
IZEGOUANDANE	Arlit-Madawela Tarat Tchinezogue Guezouman	C A R B	grès, argiles grès	50 m 2 m	Marin épicont.	<i>Emersion</i> <i>Inondation</i>	Phase du Carbon. Sup.
TAGORA			argiles, silts grès, argiles	50 m 15 m	Fluvio-deltaïque Marin épilcont.	<i>Inondation</i> <i>Emersion</i>	Phase intra Vis. Volc. acide
TERADA	Talak Teragi. I	O N	argilites, charbon conglom., grès congl.	30 m 15 m	Fluvio-deltaïque Laguno-lacustre Fluvio-glaciaire	<i>Emersion</i>	Phase fini-Devo. Volc. acide
SOCLE		PRECAMB.					

Tab. 2 - Principales caractéristiques paléogéographiques et géologiques de la région de Sékiret.

SERIE	FORMATION	PERIODE	NATURE	PUISSANCE	ENVIRONNEMENT	PAYSAGES	TECTONIQUE
		Senonien Sup. Senonien Inf., Moy. Turonien Sup. Cenomano-Turon.	argiles, silts calcaires, marnes, grès calcaires, argiles calcaires, argiles	0 m(?) 0 m(?) 150-250 m 25-60 m	Marin		
T E G A M A	Farak	C	calc., arg., grès	190m(?)			
	Echkar	R	grès grossiers	370m(?)			
	Ei Rhas	E	grès	10m(?)			
	Tigguedi	T	grès grossiers	220m(?)			
D A B L A	Irhzar	A	grès, ark., calc.	300m	Lacustre	<i>Emersion</i>	Phase intra Crétacé inf.
	Assaouas	C	grès, arg., calc.	30m			
	Tchirez.II	J	grès feldspathiques	70m	Fluviatile	<i>Inondation</i>	
W A G A D I	Abinky	U	grès, arko., conglom.	30m	Lacustre	<i>Emersion</i>	Volcanisme acide fissural
	Tchirez.I	R	argiles, grès	70m	Fluviatile	<i>Emersion</i>	Volc. acide
G O U F A T	Mousseden	A	poudingues, conglom.	20m	Piemont	<i>Emersion</i>	dorsale agadesienne
	Teloua 2-3		conglom., grès	120m			
A G U E L A L	Teloua 1	TRIAS	grès	70m	Fluviatile	<i>Emersion</i>	
I Z E G O U A N D A N E	Moradi	P	argiles, grès	30m			Volc. acide
	Tamamait	E	grès	35m	Fluvio-lacustre		dorsale agadesienne
	Téjja	R	argiles	15m	Lacustre	<i>Emersion</i>	
	Izegouande	M	arkoses	105m	Fluviatile		
T A G O R A	Arlit-Madawela	C	arkoses, argil., grès	15m	Marin épicont.	<i>Emersion</i>	Phase du Carbon. Sup.
	Tarat	A	grès	50m	Fluvio-deltaïque	<i>Inondation</i>	
	Tchinezogue	R	argil., grès, calc.	30m	Marin épicont.	<i>Emersion</i>	
	Guezouman	B	grès	60m	Fluvio-deltaïque	<i>Inondation</i>	
T E R A D A	unité d'Akoka	O	grès, silts	30m (?)	Deltaïque	<i>Emersion</i>	Phase intra Viséenne Volc. acide
	Talak	N	argiles, silts	160-180m(?)	Marin épicont.		
	Teragh	I	conglom., grès congl.	100m (?)	Fluvio-glaciaire	<i>Inondation</i>	Phase fini-Devo. Volc. acide
S O C L E		PRECAMB.					

Tab.3 - Principales caractéristiques paléogéographiques et géologiques de la région d'Arlit-Akouta.

Chapitre II:

ETUDE DE TERRAIN: ECHANTILLONNAGE, CARACTERES STRUCTURAUX ET RELATIONS SEDIMENTAIRES

I - PREAMBULE

La nature des composés organiques contenus dans les dépôts reflète l'histoire paléoclimatique et paléobiologique des environnements, terrestres ou marins, dans lesquels ils se sont mis en place et ont commencé à évoluer.

Dans la région d'Agadès les climats ont eu une importance majeure dans la répartition temporelle des faciès sédimentaires :

- au Paléozoïque, un climat froid et parfois glaciaire semble avoir prédominé dans cette région (et sur tout le continent de Gondwana). Jusqu'au Carbonifère supérieur, les faciès sédimentaires sont gris (milieu de sédimentation plus ou moins anaérobie) (Bigotte et Obellane, 1968).

- à partir du Permien, un climat désertique, avec pluies épisodiques violentes, s'est progressivement installé dans la région d'Agadès. Les faciès sédimentaires deviennent rouges (milieu de dépôt de plus en plus oxydant) et le restent jusqu'au nouvel envahissement de la région par la mer au Cénomanién (Bigotte et Obellianne, 1968).

Les milieux réducteurs sont connus pour leur capacité de conservation de la matière organique ; c'est pourquoi c'est au sein de dépôts s'étant sédimentés dans de tels milieux que se rencontrent les accumulations les plus notables de matière organique ; et pourquoi les séries carbonifères sont, dans le bassin de Tim Mersoï, celles qui offrent des faciès d'accumulation de matière organique. Ces faciès sont au nombre de deux :

- matière organique dispersée dans des formations deltaïques (Guezouman et Tarat) où lui sont associées des minéralisations uranifères dans la partie Nord du bassin),

- matière organique concentrée sous la forme de couches de charbon au sein de la formation du Talak, celle-ci prenant dans la partie sud du bassin un caractère laguno-lacustre.

Quatre cibles ont été choisies dans le cadre de ce travail :

- le gisement de charbon d'Anou-Ararène (mine SONICHAR),
- les sondages du projet Sékiret (P.N.C.-ONAREM) dans le secteur d'Issakanan,
- les gisements d'uranium de la région d'Arlit-Akouta (mines SOMAIR et COMINAK).

II - LA MINE D'ANOU-ARARENE

II-1- Localisation

Le gisement de charbon d'Anou-Ararène est situé à 35 km au N-NW de la ville d'Agadès, entre 17°45'N et 7°52'E.

Il est exploité par la SONICHAR (Société Nigérienne de Charbon) dont les installations se trouvent à proximité du village de Tchirozérine.

Le site est constitué d'un plateau dont la bordure sud-est est entaillée par une falaise limitant la zone d'inondation du cory Fierag (fig. 9-a). Ce cory venant de l'Est (massif de l'Aïr) change de direction au niveau du site où il infléchit son cours de l'Ouest vers le Sud.

II-2- Echantillonnage et description des échantillons

La carrière SONICHAR possède une direction générale Nord-Sud sur environ 800 mètres de long (fig. 9-a).

L'avancée du front d'exploitation se fait vers l'Ouest et offre la possibilité de prélever des échantillons nouvellement mis à l'affleurement par la découverte. Trois

zones de la mine ont été ainsi définies et ont fait l'objet de prélèvements :

- la zone Sud, à l'extrémité sud de la carrière ; cette zone est maintenant en partie remblayée,
- la zone Centrale : au Sud du chenal arkosique (voir paragraphe suivant),
- la zone Nord : à la hauteur de ce chenal et jusqu'à l'extrémité Nord de la carrière.

Trois couches de charbon peuvent être distinguées dans la carrière :

- la couche de charbon "initiale", la plus ancienne, dont seul le sommet est à l'affleurement dans la partie Nord (couche non exploitée) ;
- la couche "principale" qui représente l'horizon économique et qui se compose de deux niveaux, désignés A et B (fig. 9-b) ;
- une troisième couche de charbon, de faible puissance et qui n'est pas exploitée.

On note en outre la présence d'un niveau de charbon argilo-silteux au-dessus des arkoses, dans la partie Nord (fig. 9-b) ; son épaisseur diminue vers le centre de la carrière et ce niveau charbonneux finit par disparaître au Sud de celle-ci.

Du fait de la présence du plus grand nombre de couches dans la partie Nord, la coupe qui y a été effectuée est prise ici comme référence.

Les échantillons étudiés au cours de ce travail proviennent de cette coupe (fig. 9-b) et se succèdent de la manière suivante, du bas vers le haut :

- la couche inférieure de charbon, dont seuls les trente derniers centimètres sont accessibles en carrière (éch. HAN1),
- des argilites grises à noires, à traces de végétaux et devenant bariolées vers le sommet (1,20 m) (éch. HAN2 et HAN2'),

- le niveau de charbon "B", partie inférieure de la couche principale (2,0 m) désigné sous le sigle charbon II (éch. HAN3 à HAN8 et HAN33-HAN34),
- des argilites grises, parfois brunes (0,4 m) (éch. HAN9),
- le niveau de charbon "A" qui représente la partie supérieure de la couche principale (3,0 m), désigné sous le sigle de charbon III (éch. HAN31-HAN32 et HAN10 à HAN13) ; il est constitué d'une alternance de niveaux compacts (30 cm) et de niveaux feuilletés (10 cm),
- des argilites gris-brun à traces de végétaux (20 cm) (éch. HAN14),
- l'extrémité supérieure de la couche principale de charbon, constituée d'un niveau de charbon argileux (0,4 m) (éch. HAN15),
- des argilites grises (1,10 m) (éch. HAN16),
- la troisième couche de charbon, constituée d'un charbon argileux compact (0,25 m), désigné sous le sigle de charbon IV (éch. HAN17),
- des argilites charbonneuses feuilletées (0,20 m) (éch. HAN18),
- des argilites grises bariolées (1,0 m) ; cette couche disparaît vers l'Ouest (éch. HAN19),
- le niveau d'arkose du chenal, reposant en discordance de ravinement sur la couche précédente (1,5 à 2,0 m) (éch. HAN20),
- une intercalation d'argilites grises dans la partie supérieure du niveau d'arkose (0,4 m) et qui rejoint vers l'Est un banc d'argilites grises surmontant les arkoses (2,5 m) (éch. HAN21 ET HAN22),
- un niveau de "charbon" argilo-silteux à traces de végétaux (2,0 m) (éch. HAN23),
- une alternance d'argilites silteuses vertes et rouges (3,5 m) (éch. HAN24),
- des silts argileux noirs (0,3 m) (éch. HAN25),
- des argilites rouges bariolées (5,0 m) (éch. HAN26),
- des argilites gris (1,0 m) (éch. HAN27 et 27'),
- des argilites rouges (0,6 m) (éch. HAN26'),

- des argilites rouges à traces de calcite (0,3 m) (éch. HAN28),
- enfin une alternance d'argilites rouges, vertes et grises.

Il apparaît sur les fronts Nord et Ouest que toutes ces couches ont un pendage vers l'Ouest, mais aussi parfois vers le Sud à SW.

II-3- Caractères structuraux et relations sédimentaires

Dans la région d'Anou-Ararène, les grands traits structuraux ayant joué un rôle majeur dans la paléogéographie et la répartition des sédiments sont présentés dans le tableau 4. Ce sont :

- les structures NNE-SSW : ride de Tchirezrine et de Tafadek qui sépare le bassin d'Aoulingen à l'Ouest et ceux de Fierag et de Tafadek à l'Est.
- le seuil ESE-WNW qui sépare le bassin de Tafadek et celui de Fierag.
- le seuil NNW-SSE formé par le diverticule NNW du dôme de Fierag sous couverture sédimentaire.

II-3-1- Analyse sédimentaire

Les observations effectuées sur le front de carrière nous ont permis de subdiviser la série sédimentaire en deux grandes unités :

- l'unité I : elle regroupe tous les niveaux, depuis le socle jusqu'au banc arkosique ; à noter que dans la carrière, les sédiments antérieurs à la première couche de charbon n'affleurent pas. Des observations réalisées à l'affleurement à l'Est du site minier semblent montrer que cette première couche de charbon repose soit sur des grès conglomératiques et des silts argileux, soit directement sur le substratum, dans des paléodépressions (Rapport

Sofremines, 19). Cette unité contient également la couche de charbon "principale", ainsi que le troisième niveau charbonneux. La couche "principale" est constituée des niveaux de charbon A et B, séparés par une intercalation argileuse à éclat gras, assimilable à du tonstein (gore) résultant du lessivage de cendres volcaniques altérées et déposées en milieu lacustre.

- l'unité II : elle est constituée par la tranche de sédiments comprise entre les grès arkosiques du chenal et les niveaux argileux rouges et verts du sommet de la série, en passant par des argilites grises à traces de végétaux et des silts charbonneux.

Il apparaît évident que les conditions du milieu de dépôt ont joué un rôle dans la différenciation de ces deux unités. L'unité I, avec les trois couches de charbon a d'abord bénéficié de l'apport d'un important stock organique issu d'une abondante végétation sur les reliefs voisins ; cette matière végétale a été bien conservée sous conditions réductrices. L'unité II, avec ses niveaux argileux verts et rouges parfois avec des traces de gypse, témoigne d'un milieu de dépôt de plus en plus oxydant ; la matière organique y est en partie oxydée.

II-3-2- Eléments structuraux historiques

Le tableau 4 résume les principales étapes de l'histoire tectonique de la série charbonneuse d'Anou-Ararène.

- Le remplissage du bassin : il s'est effectué pendant le Viséen inférieur, sous une faible tranche d'eau, par du matériel détritique comportant des fragments ligno-cellulosiques et des spores (voir chapitre "origine et environnement de dépôt des matières organiques") provenant d'une couverture forestière dégradée ; en effet le charbon

repose sur des niveaux de shales à roseaux, témoignant du comblement d'un site marécageux.

De fréquentes inondations, par affaissement tectonique, apportent une sédimentation argileuse. On compte deux couches de charbon d'abord ("inférieure" et "principale"), puis un petit niveau supérieur.

Selon les géologues du CERCHAR et de SOFREMINE (19), la couche principale prend l'aspect d'un cône de déjection plat, appuyé à l'Est au diverticule du socle qui prolonge vers le NW le dôme de Fierag, et nourri par des courants venant globalement de l'Est.

En effet le comblement se fait par progradation venant du SSE ou de l'ESE.

L'affaissement tectonique correspond à un basculement vers l'Ouest allant localement de l'WSW à l'WNW.

- Le ravinement post-houiller : lié à l'affaissement d'un grand bassin N à NW, se produit un intense ravinement par un nouveau réseau fluviatile, avec une sédimentation sableuse transgressive.

Il se forme au Sud des chenaux orientés SSE-NNW avec dépôt de cailloutis en discordance de ravinement et parfois même en discordance angulaire (caractères périglaciaires et solifluction vraisemblablement au Sud). A cette phase correspond des failles-flexures N70°-80°.

Un vaste épanchement arkosique venant vraisemblablement de l'Est dévale la bordure du bassin en coulées boueuses remaniant localement le niveau charbonneux supérieur, puis reposant sur les shales de remplissage comportant des rides de plages fossilisées par un fin niveau gypseux évaporitique.

Dans le bassin, cet épanchement suit les loupes de glissement et donnent des slumpings ; il s'en suit un remplissage argilo-sableux et un comblement de tout le bassin.

- La structuration post-arkosique (post-viséen et cassures carbo-permiennes) : après l'induration diagénétique

des dépôts précédents, apparaît une structuration particulière de failles N30° et N140°-150° à pendage faible 35° à 45°. Cette phase est plus ou moins contemporaine d'un nouveau remplissage argilo-sableux se terminant par un dépôt de plage à rides et fentes de dessiccation.

- La structuration post-Crétacé : une nouvelle fracturation WNW et WSW engendre, dans des grands couloirs tectoniques, un réseau de failles N70°-80° et N110°.

- La phase de cisaillement : elle provoque de grands décrochements conjugués, généralement senestres SSW-NNE (N15°-N195°), avec microplissements, de couloirs de cisaillement et senestre N70° (ENE-WSW). Un intense diaclasage NNE et NW (secondairement WSW, NNW et NE) associé à cette structuration.

II-3-3- Corrélation à l'échelle régionale

Dans le bassin de Tim Mersoï, les manifestations tectoniques s'expriment par des variations d'épaisseur, des discontinuités, et par certains dépôts symptomatiques d'activités volcaniques (Greigert et Pougnet, 1967 ; Valsardieu, 1971 ; Bellion, 1987).

- Au Carbonifère inférieur, la région d'Agadès appartient à la zone de bordure comprise entre la mer carbonifère transgressive sur la plate-forme saharienne à partir de la Mésogée et le continent qui occupe l'Afrique équatoriale et tropicale actuelle. Les dépôts alternativement continentaux et marins sont, de ce fait, situés dans l'aire du biseau stratigraphique général (Valsardieu, 1970). Les seuls dépôts typiquement marins (formation argileuse du Talak, Viséen inférieur) passent latéralement à des faciès lacustres à l'extrémité méridionale du biseau. Ces derniers recèlent des niveaux de charbon, bien développés à Anou-Ararène.

La sédimentation s'est faite sur une plate-forme inclinée en direction du Nord-Ouest et alimentée à la fois par l'Est et le Sud (Greigert et Pougnet, 1967). Il s'agit donc d'une sédimentation de plate-forme continentale, avec des dépôts deltaïques ou lagunaires interrompus par quelques épisodes franchement marins (Greigert et Pougnet, 1967).

- La fin de l'épisode est marquée par une tectonique importante (intra-viséenne), caractérisée par une fracturation ENE-WSW et remarquable par la formation de demi-dômes et de demi-cuvettes, le long de plans de failles rapprochés (Valsardieu, 1970).

Des accidents cassants, de direction ENE-WSW, ont été décrits par Bigotte et Obellianne (1968) comme correspondant à d'anciennes failles normales. Sempéré (1981) considère ces accidents de direction N80° comme étant liés à l'affaissement du fossé du Damergou entre l'Aïr et le Nigéria, c'est-à-dire à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Cet auteur note également que ces accidents sont connus à travers leurs jeux antérieurs, plutôt en flexures dans la couverture ; selon des travaux COGEMA, cette direction N80° aurait influencé les dépôts du Dévonien et de la série de Terada à laquelle appartiennent les sédiments houillers d'Anou-Ararène.

- L'affaissement du fossé de Tim Mersoï, limité par les horsts de l'Aïr et d'In Guezzam correspond au jeu normal du linéament méridien d'In Azawa (Sempéré, 1981). Cet accident majeur complexe constitue un des prolongements dans la couverture sédimentaire, de grands décrochements subméridiens du Hoggar (Bellion, 1987) ; selon Bigotte et Obellianne (1968) les linéaments méridiens de l'Aïr correspondent à d'anciens accidents majeurs du Précambrien, depuis longtemps cicatrisés et ayant joué un rôle important dans la sédimentation. Or, d'après Sempéré (1981), la structure en gouttière d'In Azawa a guidé les dépôts du Continental Intercalaire, depuis le Permien jusqu'à la fin du Jurassique.

Associés au linéament d'In Azawa, des accidents N30° (Bigotte et Obellianne, 1968 ; Valsardieu, 1970) présentant des inflexions vers le Nord à la limite socle-couverture, évoquent un système décrochant (Sempéré, 1981). Cet auteur fait intervenir un modèle avec le linéament d'In Azawa, et la limite socle-couverture se comportant comme un décrochement ; les accidents N30° se raccorderaient de façon sigmoïdale à ces deux "décrochements" méridiens qui les encadrent ; la contrainte serait dirigée selon N45°.

- Des fractures NW-SE (N110° à N140°) correspondent dans l'Aïr aux failles majeures (réseau principal) ayant joué en décrochement senestre et sont fréquentes sur la bordure Ouest de l'Aïr (Black et al., 1967 ; Bigotte et Obellianne, 1968). Elles montrent des déplacements senestres importants (Bigotte et Obellianne) et seraient à l'origine contemporaines de l'orogénèse pan-africaine (Greigert et Pognet, 1967).

Elles sont conjuguées aux accidents décrochants ENE-WSW (N60° à EW) et déterminent comme ceux-ci des effondrements où sont conservés des lambeaux de série supérieure (Bellion, 1987).

Ces cassures délimitent localement de petits grabens étroits mais profonds ; les limites de ces fossés formés en extension pure sont orientées N110° à N140°. Ces orientations, dont les légères variations sont imputables à des rotations de contrainte à proximité de structures pré-existantes, définissent le secteur contenant la direction majeure de raccourcissement de l'épisode compressif fini-Crétacé (Bellion, 1987).

- Selon le modèle structural décrit par Rhuland (1973), un système de fractures annexes et de fentes de tension est associé à un décrochement. Pour un décrochement méridien dextre produit sous l'action d'une contrainte dirigée N45°, les fractures de premier ordre qui apparaissent sont théoriquement orientées N15° (dextres) et N75° (senestres), et les fentes de tension de premier ordre, dirigées selon la

contrainte principale (Sempéré, 1981). Cette dernière phase pourrait correspondre à notre phase 5 et pourrait être des rejeux épisodiques (Permo-Crétacé ?).

III - LE PERMIS DE SEKIRET

III-1- Localisation

La zone du permis de Sékiret est située à mi-chemin entre Agadès et Arlit et s'étend du Sud au Nord entre 17°34'N et 17°50'N et d'Ouest en Est entre 7°00'E et 8°00'E. Elle se poursuit vers le Nord par une bande de 7 à 12 km de large qui prolonge ce périmètre vers le Nord (18°20'), en bordure immédiate du massif de l'Aïr, là où affleurent les formations de la série de Tagora (fig; 10).

Quatre zones composent ce périmètre :

- une zone Est qui comprend le secteur Dajy (au croisement des failles d'Azouza et d'Adrar-Imoles) et le secteur Issakanan (au croisement des failles d'In Kakane et d'Issakanan),
- une zone Centrale autour du puits de Sékiret,
- une zone Ouest, située le long (et sur le compartiment Ouest) de la flexure-faille d'Arilit,
- une zone Nord, située dans le prolongement Nord du Permis.

III-2- Choix de sondages et description des faciès

Les sondages réalisés dans les zones Est, Ouest et Nord ont recoupé les formations carbonifères. Dans le secteur Issakanan (zone Est), des niveaux de charbon ont été mis en évidence par certains sondages, principalement dans la formation du Talak. Ces couches de charbon sont limitées au Sud d'une ligne de direction ENE, située à environ 10 km au Sud de la faille d'Azouza et parallèle à celle-ci.

Ceci suggère qu'au Nord de cette ligne, le Talak possède un caractère marin (faciès de plus en plus argileux)

alors qu'il est continental au Sud (faciès de plus en plus gréseux), voire laguno-lacustre (faciès charbonneux). Un sondage a été choisi dans ce secteur pour l'étude de la matière organique (fig. 11).

Les différentes formations carbonifères traversées par ce sondage se succèdent depuis le socle, dans l'ordre suivant :

- Teragh (15,1)

Il s'agit de grès grossiers à conglomératiques, à ciment kaolinique, avec des intercalaires d'argilites noires feuilletées (éch. HSI1, HSI2).

- Talak (28,8 m)

- * la formation de Talak commence par une couche de charbon reposant directement sur les grès de Teragh (éch; HSI3 à HSI15),
- * puis une intercalation d'argilite blanche dont l'aspect à la cassure rappelle les tonsteins des bassins charbonniers d'Europe (éch; HSI16),
- * une deuxième couche de charbon devenant argileux au sommet (HSI17 à HSI21),
- * un banc gréseux à ciment kaolinique (HSI22),
- * la sédimentation charbonneuse reprend et devient de plus en plus argileuse vers le sommet (HSI23 à HSI25).

- Guezouman (15,4 m)

- * le Guezouman commence par une série de grès grossiers à ciment kaolinique (HSI26),
- * une série d'argilites plus ou moins noires, surmontées par des grès fins à moyens (HSI27),
- * un niveau charbonneux devenant argileux au sommet (HSI28),
- * enfin, une alternance d'argilites et de silts argileux (HSI29).

- Tchinézogue (49,2 m)

- * à la base, des argilites vertes (HSI30),
- * devenant noires et alternant avec des silts argileux (HSI31),
- * un niveau de grès grossiers à ciment kaolinique (HSI32),

- * des argilites noires alternant avec des silts argileux (de type HSI31),
- * puis des grès grossiers à ciment kaolinique (du genre HSI32),
- * une alternance d'argilites noires et de silts argileux (du genre HSI31),
- * des grès fins et moyens (HSI33),
- * enfin, des silts argileux alternant avec des argilites noires (de type HSI 31).

- Tarat (2,2 m)

Il est constitué essentiellement de grès fins à moyens, comportant des fines intercalations argileuses (HSI34).

- Madawela inférieur (29,8 m)

- * la formation commence avec des alternances d'argilites noires et de silts argileux (HSI35),
- * puis se poursuit par des argilites rouges avec de fines lamelles noires (HSI36),
- * et se termine par des argilites vertes (HSI37).

- Madawela supérieur (21,2 m)

- * il commence par des grès grossiers à ciment argileux ; ces grès comportent de fines intercalaires argileux (HSI38),
- * il se poursuit par des silts argileux rouges alternant avec des argilites également rouges (HSI39),
- * des grès grossiers, puis fins à ciment kaolinique (HSI41),
- * des alternances d'argilites et de silts rouges (HSI40),
- * enfin, un niveau de grès grossiers à ciment kaolinique (du type HSI41).

Dans ce secteur, le Tarat et le Guezouman possèdent un caractère deltaïque, voire lagunaire pour le Guezouman. En effet, celui-ci comporte un niveau de charbon dont les caractéristiques pétrographiques et géochimiques (voir chapitre III) sont semblables à ceux des couches de la formation du Talak.

Rappelons, en ce qui concerne la formation du Talak sur la bordure ouest du massif de l'Aïr, que celle-ci est formée par une superposition d'argilites largement dominantes et de siltstones. La présence de fossiles marins au Nord et celle

d'une abondante flore au Sud dans le même niveau stratigraphique, confirme le biseautage régional de cette formation argileuse et la proximité du rivage de la mer viséenne (Valsardieu, 1970).

III-3- Caractères structuraux et relations sédimentaires

Les principaux résultats présentés ici sont issus des travaux d'exploration des Compagnies PNC et ONAREM.

Dans le permis de Sékiret, les flexures et les failles se répartissent suivant trois directions principales :

- direction N-S

C'est celle qu'emprunte la grande flexure d'Arlit qui traverse la partie centrale du périmètre de Sékiret. Elle s'accompagne de petits plis et des failles dérivées, rendant ainsi la structure plus complexe.

A grande échelle, le compartiment ouest constitue la partie soulevée avec un rejet de 50 à 100 m.

- direction ENE-WSW

La structure principale est celle d'Azouza, encore plus complexe que celle d'Arlit, au vu de l'importance des petits plis, des failles dérivées qui l'accompagnent, mais aussi de la variation du compartiment affaissé en fonction de l'endroit.

- direction NE-SW

Elle concerne des flexures et des failles réparties dans la zone Est du permis.

Les caractéristiques des différentes structures cassantes ont été déterminées de la manière suivante :

- il est obtenu par la différence d'altitude d'un niveau repère cho'si sur deux sondages réalisés de part et d'autre du plan de faille.
- la période d'activité : elle est déterminée par comparaison des épaisseurs des formations sur des sondages situés sur les deux compartiments opposés d'une faille. L'intervalle de temps compris entre le dépôt des formations

ayant subi des variations d'épaisseur constitue la période d'activité de la faille.

III-3-1- fracturation ENE-WSW

- La structure faillée d'Azouza

Le niveau repère considéré ici est la base de Guezouman dont la différence d'altitude de part et d'autre de la faille montre que le compartiment nord s'est soulevé de 10 m par rapport à celui du Sud.

Mais en suivant la faille en direction de l'ENE (vers l'Aïr) 2,5 km plus loin, deux sondages situés de part et d'autre montrent à l'inverse que le compartiment nord s'est affaissé de 140 m.

A partir de ces observations, il est permis d'interpréter la faille d'Azouza comme étant un décrochement le long duquel se présentent des ondulations. Ce décrochement serait dextre dans les secteurs Dajj et Puits de Sékiret.

Les formations du Carbonifère inférieur et du Permien ne présentent pas de différence d'épaisseur importante d'un compartiment à l'autre, à l'endroit où le niveau repère (base de Guezouman) a un dénivelé de 140 m.

La partie correspondant au soulèvement du compartiment nord présente une différence d'épaisseur de 13 m sur l'ensemble Nadawela supérieur-Izegouande. La puissance des formations continentales étant variable, l'interprétation des 13 m de variation d'épaisseur pourrait être hasardeuse.

Il ressort de ces observations que l'activité majeure de cette faille d'Azouza s'est vraisemblablement déroulée à partir du Mésozoïque (orogénèse alpine ?).

- La faille d'Issakanan

En considérant la base du Guezouman comme niveau repère avec une différence d'altitude de part et d'autre du plan de la faille, on peut en déduire que le compartiment NW s'est affaissé d'environ 65 m par rapport à celui SE.

Comme dans le cas de la faille d'Azouza, celle d'Issakanan ne semble pas faire varier les épaisseurs, ni des formations carbonifères ni celles du Permien, de part et

d'autre de son plan. Sa période d'activité majeure serait donc Mésozoïque à post-Mésozoïque.

III-3-2- Fracturation NE-SW

- La flexure-faille d'Adrar Imoles

Le dénivelé du niveau de référence (base du Guezouman) existant de part et d'autre de la faille montre que le compartiment NW s'est soulevé de 60 m par rapport à son homologue SE.

Les variations d'épaisseur concernent les formations du Madawela inférieur (12 m de moins dans le compartiment surélevé), de l'Izegouandan inférieur (21 m de moins dans le compartiment surélevé).

Aucune variation significative d'épaisseur n'est observée dans l'Izegouandane supérieur et au sein des formations du Trias.

Une différence d'altitude de la base du Tchirezrine I est observée (surélévation de 30 m du compartiment NW).

Les principales conclusions tirées de ces observations tendent à montrer que : la flexure-faille d'Adrar-Imoles a connu une phase d'activité entre le Carbonifère supérieur et le Permien, puis à partir du Jurassique.

- La flexure-faille d'In Kakane

C'est son extension SW qui a été observée dans le secteur Issakanan, lieu de croisement avec la faille d'Issakanan.

L'interprétation faite par les géologues de PNC-ONAREM suppose que la flexure-faille d'In Kakane a été recoupée puis déplacée de manière dextre par la faille d'Issakanan.

III-3-3- Fracturation N-S

Il s'agit de la flexure-faille d'In Azawa-Arlit, avec les failles dérivées. Elle a été plus longuement discutée dans la partie "corrélation à l'échelle régionale" des cassures d'Anou Ararène.

III-3-4- Constatation à l'échelle régionale

Les études photogéologiques des accidents effectuées par Valsardieu (1970) ont abouti aux observations suivantes :

- certains accidents du socle ne se prolongent pas dans la couverture sédimentaire, alors que d'autres recoupent indifféremment les deux,
- les failles du réseau NW-SE se raccordent aux faisceaux ENE, soit de façon tangentielle, soit à angle droit,
- les alignements ENE-WSW prennent localement une orientation NE,
- les structures NNE-SSW acquièrent des orientations NE-SW.

Les principales directions des structures cassantes du bassin de Tim Mersoï sont liées à l'étendue de leur répartition ; c'est ainsi que :

- les directions sub-méridiennes à NNW-SSE (In Azaoua-Arlit) sont valables à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest,
- les directions NNE-SSW, ayant tendance à s'infléchir vers le NE au Nord du parallèle 19°N (Joulia, 1957), ont une extension régionale,
- les directions NW-SE, très fréquentes, ont une faible extension sauf dans le socle,
- les directions ENE-WSW (Azouza, Issakanan, Dajj) ont une importance régionale ; les directions EW leur sont liées,
- les directions NE-SW (Adrar Imoles, In Kakane, sont localisées.

La chronologie établie par Valsardieu (1970) est la suivante :

- Carbonifère inférieur (série de Terada)

Au couple surface d'érosion du socle/formation des grès et conglomérats de Teragh, peut être associée une phase tectonique faisant au moins rejouer le réseau NW et les directions conjuguées ENE.

A la fin de l'épisode, les argilites du Talak se disposent selon le pendage régional, sauf sous les barres gréseuses monoclinales constituées par l'unité d'Akakan.

L'allongement de ces barres est généralement ENE-WSW et EW ou NE et le pendage orienté vers le Sud.

La bordure méridionale de ces structures est limitée par des failles ENE. La série postérieure (Tagora) n'est pas affectée par ces structures.

Tout ceci montre l'existence d'une phase tectonique cassante à la fin de l'épisode de Terada ; cette phase, d'importance locale a une direction prépondérante ENE-WSW, avec peut-être une direction NW associée.

- Carbonifère inférieur (série de Tagora)

L'épisode Tagora 1 (grès du Guezouman et argilites de Tchinzogue) ne révèle aucune phase tectonique importante ; les différents faciès sont répartis suivant la disposition structurale acquise dès le début. Dans la région d'Arlit-Madawela-Aokaré une ligne structurale ENE (faisceau de Tim Adrar) semble avoir joué un rôle prépondérant.

Les directions mises en évidence par l'épisode Tagora 2 (grès de Tarat, argilites de Madawela) appartiennent aussi bien au réseau ENE qu'au réseau sub-méridien (délimitation des grands épandages détritiques et canalisation des chenaux secondaires, respectivement).

A cette époque se produit un événement majeur, lié à l'orogénie hercynienne : changement de cadre géographique régional, nouvelle sédimentation, début des séries détritiques rouges (lacune du Carbonifère supérieur).

- Permien

Cet épisode se place après la grande lacune du Carbonifère supérieur (orogénie hercynienne). Pendant la sédimentation, des réajustements tectoniques et des éruptions volcaniques traduisent l'instabilité du substratum.

- Trias-Jurassique-Crétacé

Après la pénéplanation de la fin du Primaire, le plus grand calme tectonique règne au Trias (série d'Aguélal). Seuls les biseaux orientaux et occidentaux rappellent

l'influence des structures sub-méridiennes sur la sédimentation, au cours des mouvements de réajustement.

A la fin du Trias et au début du Jurassique (série de Goufat), l'activité tectonique reprend : reprise de la sédimentation avec une vigoureuse érosion des reliefs (mouvements épirogéniques ?) ; importante manifestation volcanique (analcimolites) et réajustement pendant toute la période.

Au Jurassique (série de Wagadi), aucune phase tectonique cassante ou souple n'intervient (sinon à la fin de l'épisode) mais seulement des mouvements épirogéniques responsables des reprises de sédimentation et des phénomènes volcaniques.

A la fin du Jurassique et au début du Crétacé, les structures sub-méridiennes jouent un grand rôle dans la sédimentation ; le volcanisme s'est assagi.

Par la suite, le plus grand calme tectonique règne durant le dépôt des argilites d'Irhazer, mais l'ensemble de la région subit un vaste mouvement de subsidence.

IV - LA CARRIERE DE TAZA (Arlit)

IV-1- Localisation

Arlit se situe à 18°44'N et 7°16'E, à environ 200 km au NNW de la ville d'Agadès.

Les installations minières se trouvent à environ 5 km au NW de la ville d'Arlit. Initialement, l'amodiation SOMAIR (Société des mines de l'Aïr) représentait un rectangle d'environ 6 km E-W sur 3 km N-S. Il faut maintenant y ajouter un périmètre situé au SW, d'environ 7 km N-S sur 6 km E-W (ancienne amodiation S.M.T.T.). C'est sur cette dernière concession que se trouve la carrière de Taza Sud qui constitue l'un des objets de cette étude (fig; 12).

IV-2- Echantillonnage et description des échantillons

Les échantillons ont été prélevés dans la partie Sud et le centre de la carrière (fig. 13a). Cet ensemble, en forme de croissant a une direction globale NE-SW et offre des fronts de taille très bien appropriés pour permettre le prélèvement d'échantillons.

Les formations carbonifères accessibles dans la carrière sont le sommet des argilites du Tchinezogue, le Tarat et l'unité d'Arlit. On observe, par contre, une lacune de la formation de Madawela.

Le Tarat qui est la formation minéralisée en uranium dans le domaine SOMAIR comporte à Taza Sud six unités, désignées, de la base au sommet, sous les sigles U1 - U2a - U2b - U3a - U3b - U4 (fig. 13b). Dans cette partie de la carrière, l'unité U1 n'a pas été dégagée et l'unité U2b se confond avec la partie argileuse de l'unité U2a.

- Tchinezogue

La partie supérieur de cette formation est composée essentiellement d'argilites grises feuilletées (éch. Tchi).

- Tarat

* U2a

- la base de cette unité est constituée de grès grossiers, dont le faciès est généralement réduit et le plus souvent minéralisé (éch. U2a1),
- suivent des faciès gréseux lessivés associés à de la matière argileuse fine, à aspect bitumineux. Le lessivage entraîne la formation de kaolinite. Ce faciès, généralement non minéralisé, passe latéralement à des grès grossiers noirs à pyrite altérées et à auréole de kaolinite. Ce passage latéral est le plus souvent minéralisé (éch. U2a2.1),
- grès grossiers à stratifications obliques ; ce niveau est minéralisé (éch. U2a3.3),

- niveau d'argilites grises qui est confondu avec l'unité U2b (U2a3.4),
- enfin au sommet, un niveau argilo-gréseux sain, le plus souvent minéralisé et présentant latéralement des traces d'oxydation (U2a3.5).

* U3a

Il s'agit essentiellement de grès moyens présentant souvent des figures de sédimentation de type "bottom-set" (corps sableux à stratifications obliques avec dépôt basal à microrides : Sanguinetti et al., 1982).

Ces figures de sédimentation ont joué un rôle dans le contrôle sédimentologique de la distribution de l'uranium, notamment à Akouta où elles ont été mises en évidence (Sanguinetti et al., 1982). L'empilement de corps gréseux constitués de feuillets obliques sur un substratum argilo-silteux et orientés dans le sens principal du courant crée un contre-courant au pied de la ride en progradation et favorise l'accumulation de débris végétaux et des sédiments fins au front de celle-ci.

La "purée végétale" ainsi formée est progressivement ensevelie au cours de la progradation des feuillets obliques,

- à la base de l'unité U3a : grès moyens à ciment argileux gris et blanc ; ce faciès est considéré comme réduit (éch. U3a1),
- ensuite un faciès gréseux à passées argileuses avec parfois des fragments de bois pyritisé (éch. U3a2),
- grès fins à ciment argileux gris ; le terme le plus oxydé se trouve à l'extrême sommet de l'unité, au-dessus des termes les moins oxydés (éch. U3a3).

* U3b

- à la base, un faciès gréseux fin, à ciment argileux alternant avec des grès très fins et très argileux et comportant des joints d'argilites gris-noires (U3b1),
- au-dessus, un niveau d'argilites noires altérées (U3b2). Cette unité présente de nombreuses figures de "bottom-set" dont certains niveaux sont désignés sous les sigles U3b3 et U3b4.

- L'Arlit
- à la base, des argilites vertes chloriteuses (éch. AR1),
- des faciès gréseux verdâtres légèrement oxydés, devenant grossiers vers le sommet (éch. AR2),
- des faciès gréseux plus verte (éch. AR3).

V - LA MINE D'AKOUTA

V-1- Localisation

Les installations minières de COMINAK (Compagnie minière d'Akouta) sont situées à une dizaine de kilomètres au Sud-Ouest de la ville d'Arlit (fig. 12). Les quartiers miniers sont alignés le long de la flexure-faille d'Arlit et sont dénommés, du Nord au Sud : Akola, Akouta (Nord et Sud), Ebala (fig. 12).

V-2 - Echantillonnage et description des échantillons

La figure 14 est un schéma de localisation des différents quartiers miniers, avec l'emplacement des lieux de prélèvement de nos échantillons.

Il s'agit de galeries souterraines qui font apparaître la formation du Talak à la base, surmontée par l'unité d'Akokan profondément entaillée par le chenal du Guezouman. Dans ce chenal, la base du Guezouman est souvent composée par les conglomérats du Téléflak (fig. 15).

Les échantillons étudiés dans ce travail ont été prélevés dans les quartiers suivants :

- partie sud d'Akola
- la galerie d'accès à la zone d'Akola
- Akouta nord
- le Sud du dôme de Fedek.

- Le Talak

Il est constitué essentiellement de faciès argileux gris à noirs présentant des aspects compacts ou feuilletés.

- L'unité d'Akokan (U.A)

Faciès argilo-gréseux avec des alternances de niveaux noirs et blancs et comportant des "taches" de pyrite.

- L'unité "UL"

Faciès gréseux gris ou clair, avec de fines intercalations argileuses grises ou noires et parfois de petites "taches" de pyrite.

- Le Téléflak

Lorsqu'il est présent, il a un faciès conglomératique, avec des galets d'argilites, blancs, gris ou noirs. Le ciment est pyriteux.

- Le Guezouman

Il est constitué d'un ensemble de faciès gréseux dont les différences de couleur sont à attribuer aux conditions physico-chimiques imposées par les circulations de fluides (Forbes, 1989). On y distingue :

- * des faciès de grès lessivés, généralement gris, avec parfois des "taches" noires ou sombres à "front-set noirs
- * des grès oxydés, rubéfiés,
- * des faciès de grès noirs passant parfois au gris, à "bottom-set" et souvent pyriteux,
- * enfin des grès clairs à "bottom-set" ou ocres alternant parfois avec des faciès gréseux plus sombres.

A Akouta, la tranche d'eau recouvrant le système a créé les conditions anaérobies favorisant une biodégradation des débris végétaux par des bactéries thioréductrices et donc une pyritisation précoce. Ces conditions ont été favorables à la mise en place partielle de la minéralisation uranifère (Forbes, 1989).

Au sein de la formation de Tarat (dans la carrière de Taza), ces zones de "bottom-set" n'ont pas subi de pyritisation et nous verrons que les analyses de géochimie organique que nous y avons pratiquées n'y ont pas révélé de teneurs nettement plus élevées en carbone organique que dans

les strates adjacentes. La présence abondante d'argile y est, par contre confirmée.

VI - LES STRUCTURES TECTONIQUES DE LA ZONE ARLIT-AKOUTA

L'étude des structures dans les zones d'Anou-Ararène et de Sékiret ont permis de répertorier les principales directions des cassures. Celles-ci ont été replacées dans le contexte régional.

Dans la zone des gisements d'uranium (Arlit et Akouta) les structures s'expriment localement et les principales directions décrites par Greigert et Pognet (1967), Valsardieu (1970), Sempéré (1981), Guiraud et al. (1981) sont conformes aux structures régionales. Ce sont :

- les failles N140,
- les failles N80 (Faisceau de Tim Adrar, faille d'Akakan),
- les failles N30-40 (flexure de Madawela, faille d'Izeretagen).

Ces failles résultent pour la plupart des mouvements de compression Ouest-Est qui réactivent les accidents du socle entre le massif de l'Aïr et la flexure d'Arlit (Sempéré, 1981). Cette flexure d'Arlit délimite, avec celle de Madawela, un compartiment triangulaire pointé vers le Sud, le "quart de Brie". L'histoire géologique de ce compartiment est liée à celle des formations hôtes des gisements. Les variations de puissance et les lacunes de ces formations montrent l'existence de quatre phases tectoniques majeures au Viséen, Carbonifère supérieur, Crétacé inférieur et à la fin du Crétacé supérieur (Valsardieu, 1971 ; Guiraud et al., 1981).

VII - CONCLUSION

La figure 17 présente un schéma des principales directions des accidents tectoniques cassants rencontrés au cours de cette étude.

Les accidents sub-méridiens délimitent les structures en dorsales (zones hautes) et en gouttières (zones basses) (fig.16). En jouant au cours des temps géologiques, elles ont influencé la répartition des dépôts (Valsardieu, 1970).

Entre les dorsales, les gouttières sont généralement plus larges. Les plus connues sont :

- la gouttière de Téchili entre la dorsale d'Ibadanane et celle d'Afasto,
- la gouttière de Tatintarat entre les dorsales d'Afasto et d'Eguérouène,
- la gouttière d'Aoulingen entre la dorsale d'Eguérouène et de Takardeit.

VI-1- Position des séries charbonneuses

La série d'Anou-Ararène se trouve dans la gouttière d'Aoulingen, au voisinage de la flexure de Tafadek, qui constitue la limite Ouest de la zone haute (dorsale) de Takardeit.

La localisation du sondage de Sékiret occupe la partie de la gouttière de Tatintarat située à proximité de la flexure d'In Kakane, limite ouest de la dorsale d'Eguérouène.

La position des deux séries leur confère des situations tout à fait comparables du point de vue tectonique. De ce fait l'influence de la tectonique pourrait être considérée comme identique sur l'évolution de la matière organique.

VII-2- Position des séries uranifères

Les gisements d'uranium d'Arlit-Akouka sont localisés dans la gouttière de Téchili. On y distingue d'une part des gisements encaissés dans la formation du Tarat et d'autre part ceux de la formation de Guézouman. Ils sont séparés par le faisceau de Tim Adrar (ENE-WSW), et dans les deux cas les

formations minéralisées sont mises en contact de la formation de l'Izegouande par les jeux successifs de la flexure d'Arlit (Forbes, 1989).

De ce fait, les gisements d'uranium d'Arlit et d'Akouta sont de tectonique comparable, et l'influence sur l'évolution de la matière organique paraît identique.

Toutes ces considérations concernent seulement les accidents géométriques visibles. Cette vision tectonique est compliquée dans le détail par des accidents secondaires ou satellites, mais aussi par des paléostructures repérées par des considérations stratigraphiques et lithologiques (Valsardieu, 1970).

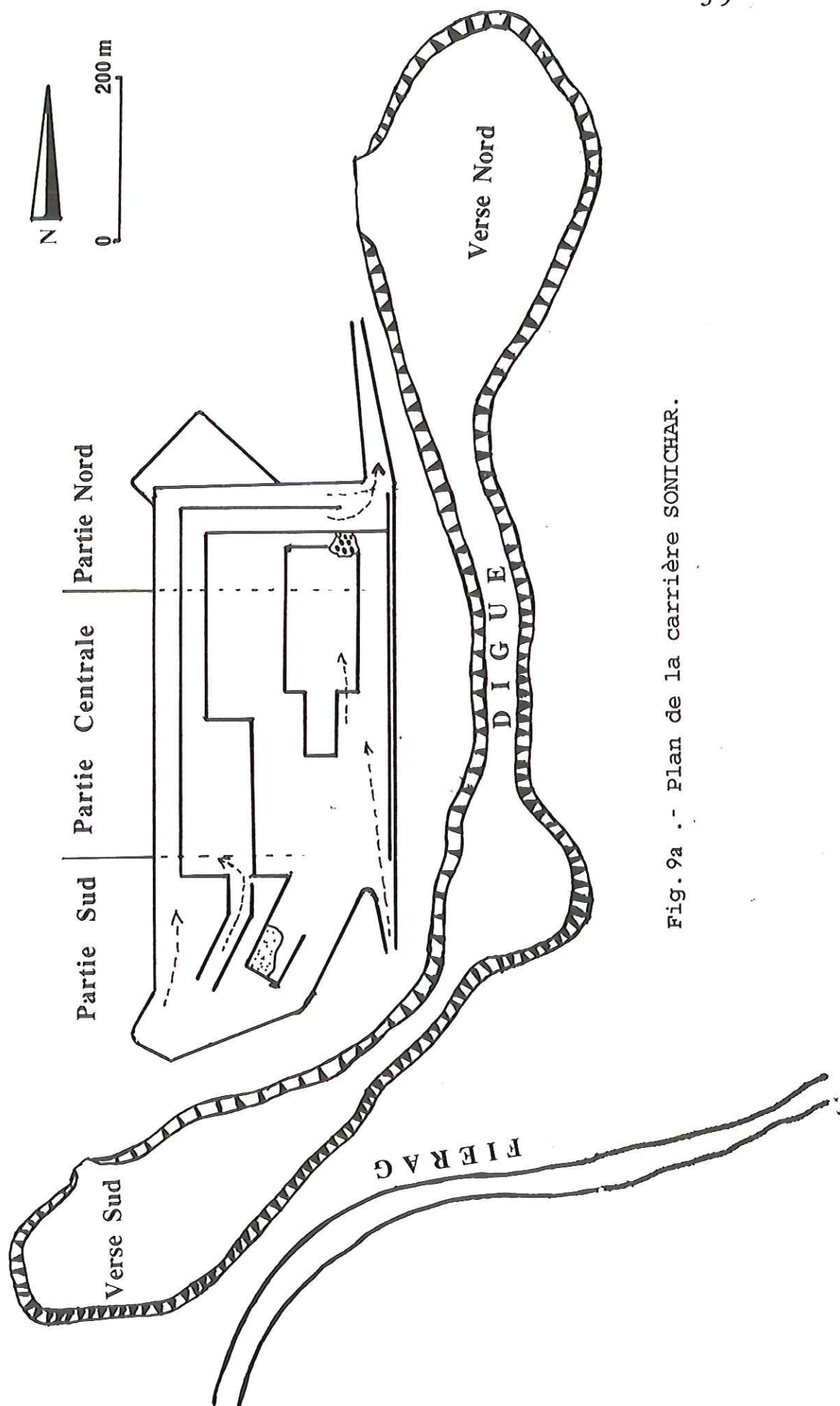


Fig. 9a .- Plan de la carrière SONICHAR.

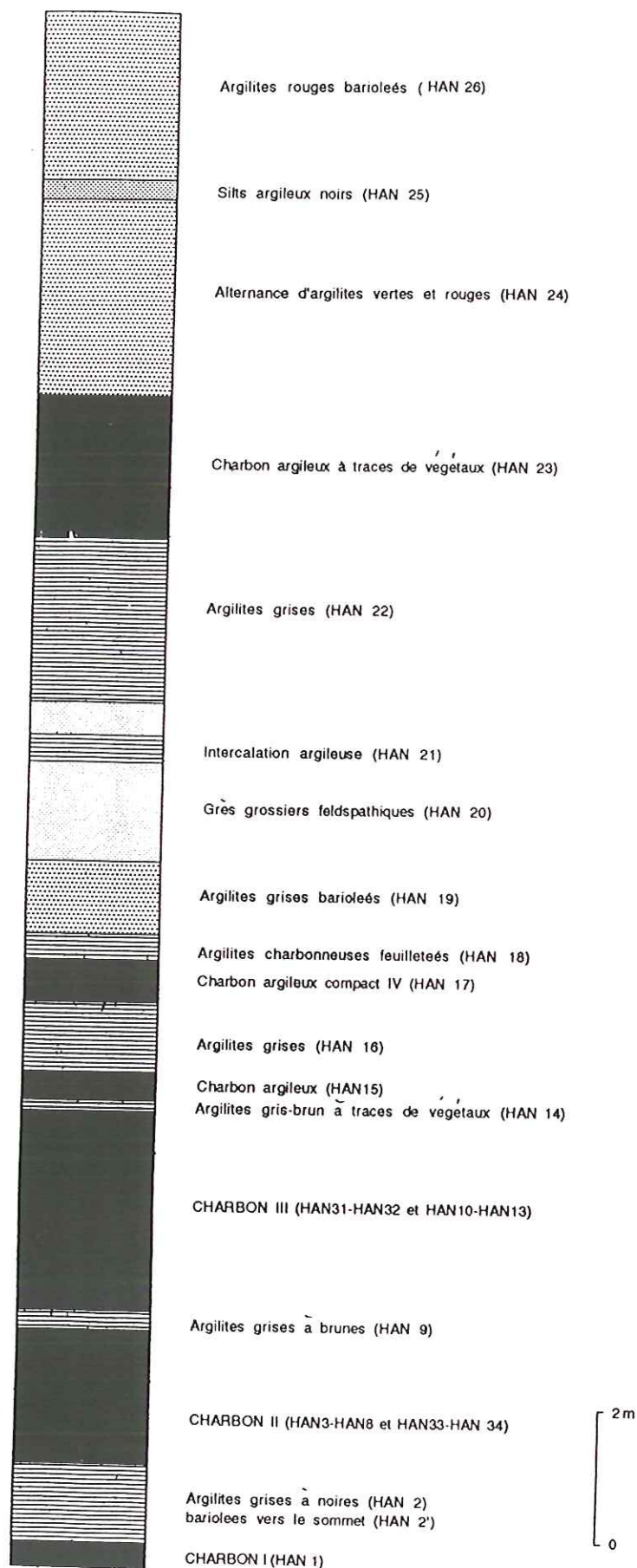


Fig. 9b. - Coupe stratigraphique dans la partie Nord de la carrière SONICAR.

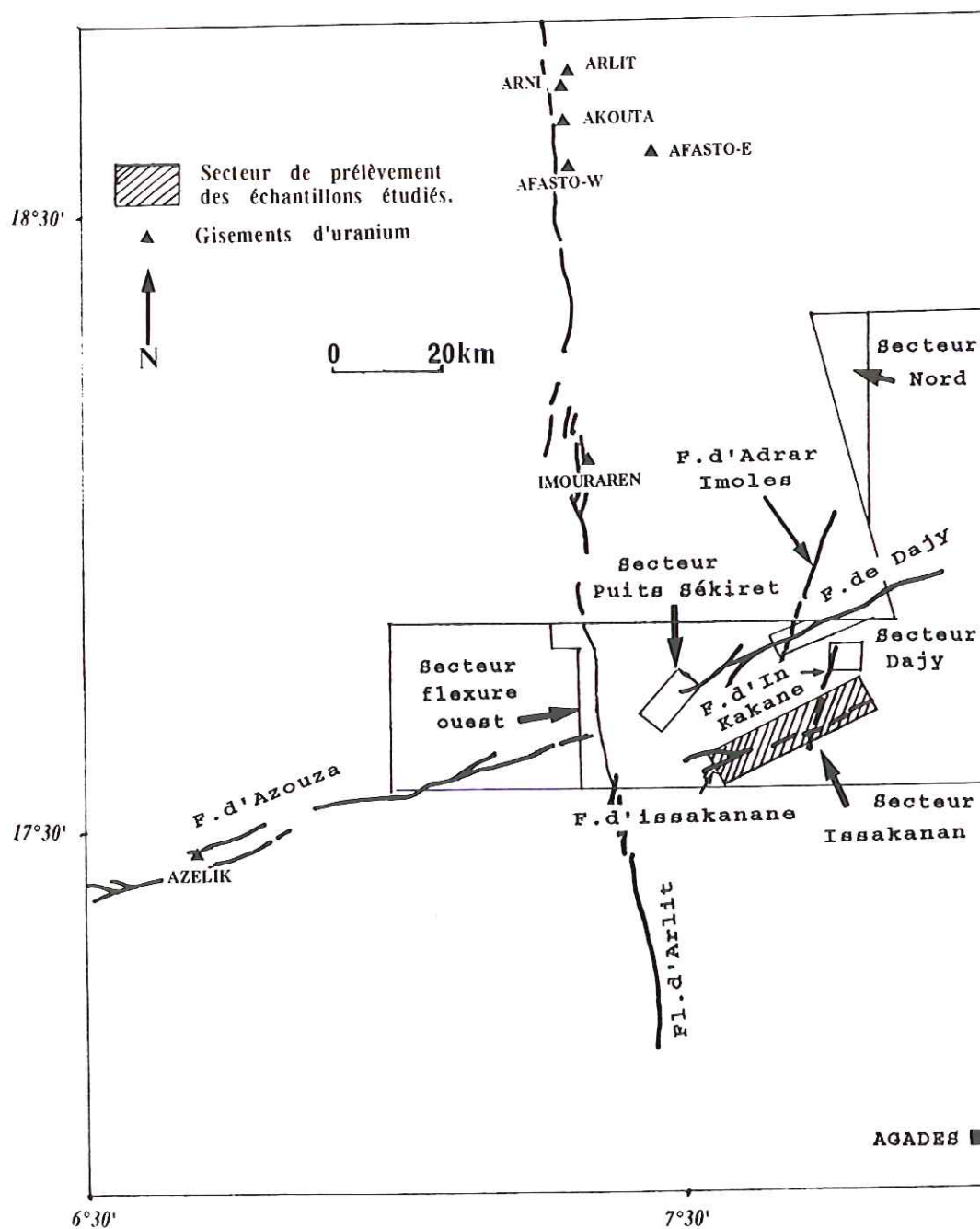


Fig. 10 - Localisation du permis de Sékiret (d'après P.N.C - O.N.A.R.E.M, rapport 1985).

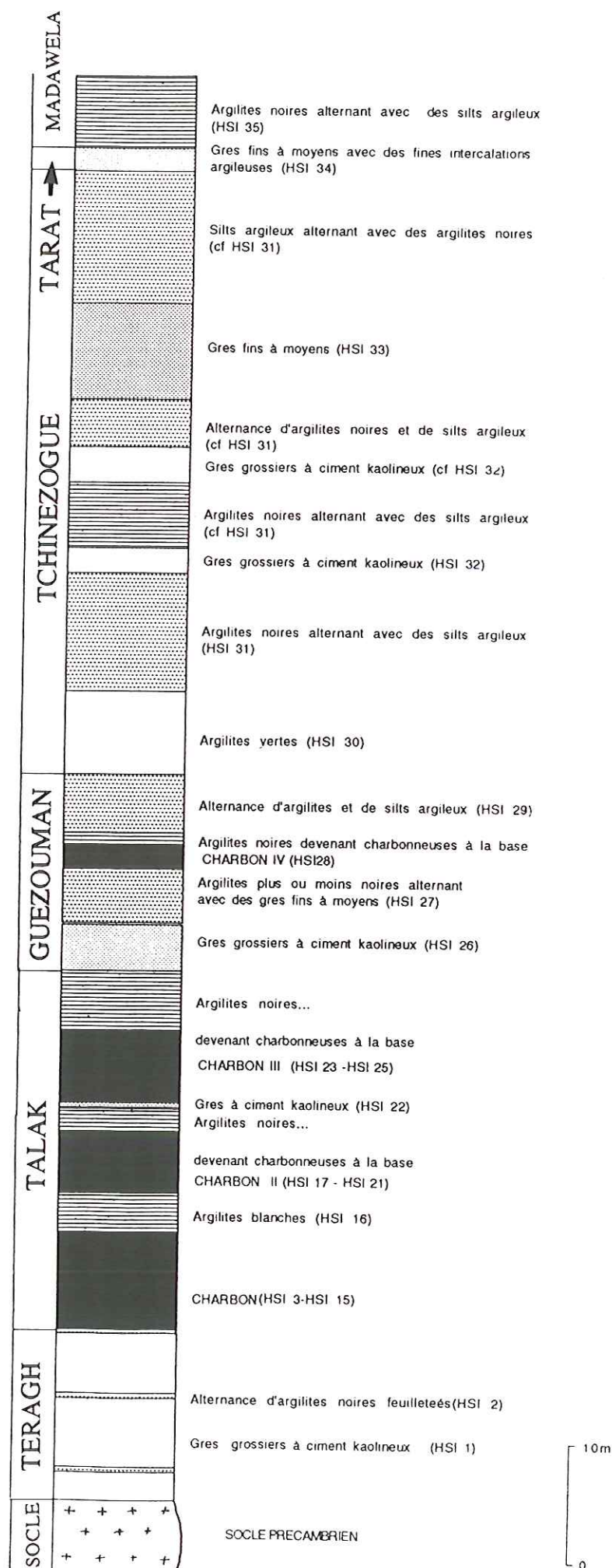


Fig.11 - Coupe stratigraphique dans le secteur Issakanan.

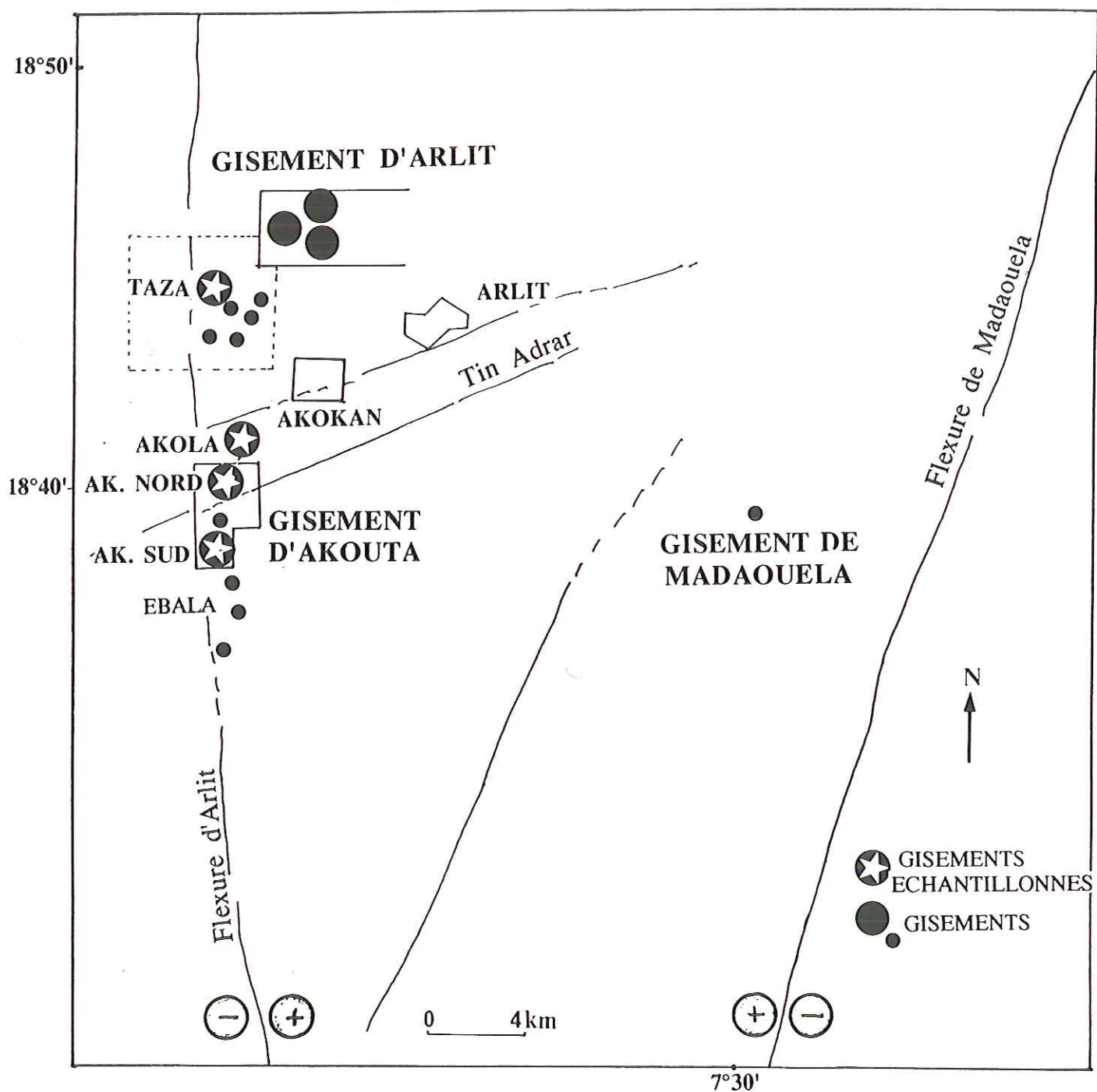


Fig.12 - Plan de localisation des concessions Somaïr et des lieux de prélèvement d'échantillons.

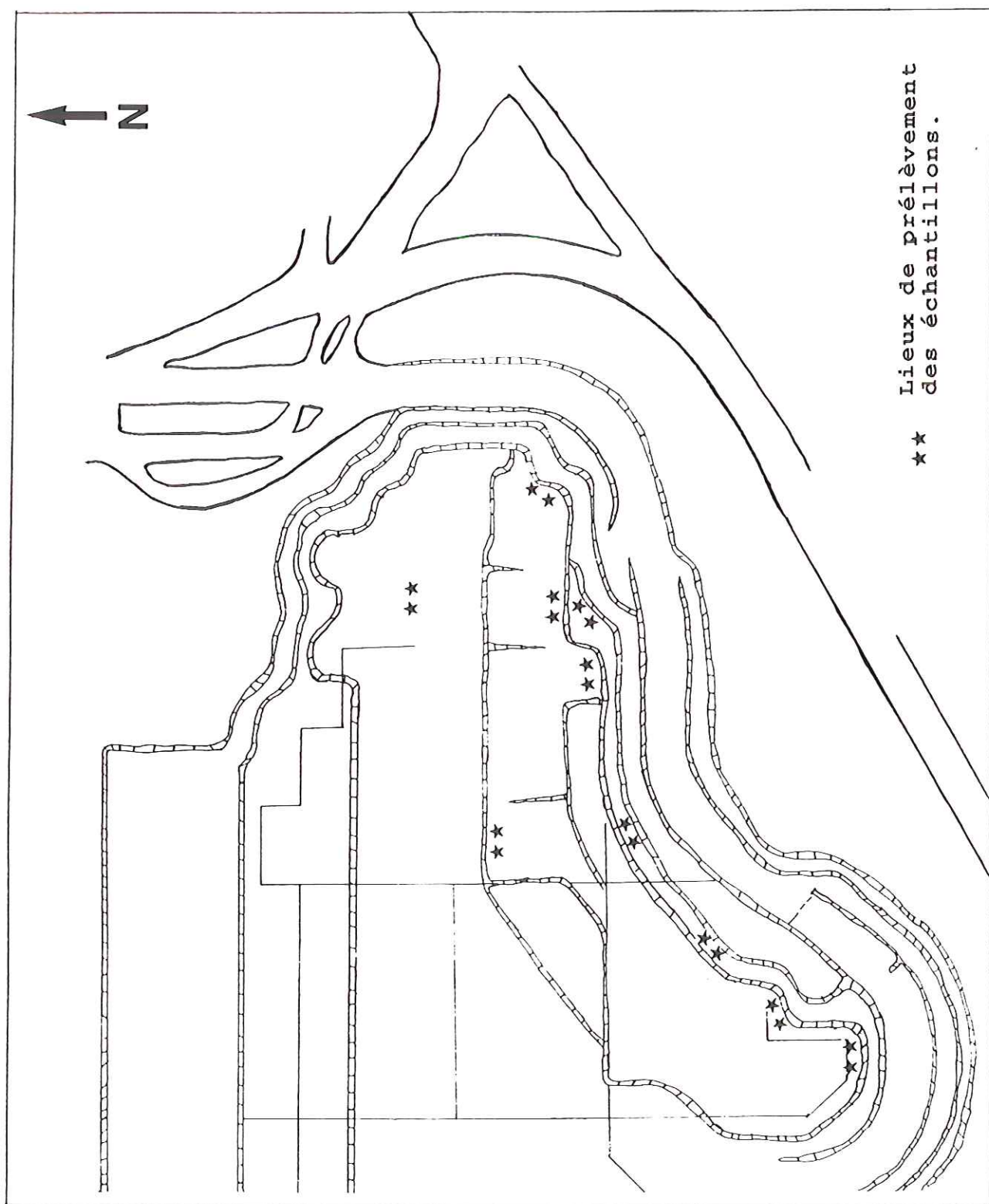


Fig. 13 - Plan de la carrière de Taza Sud.

OUEST

EST

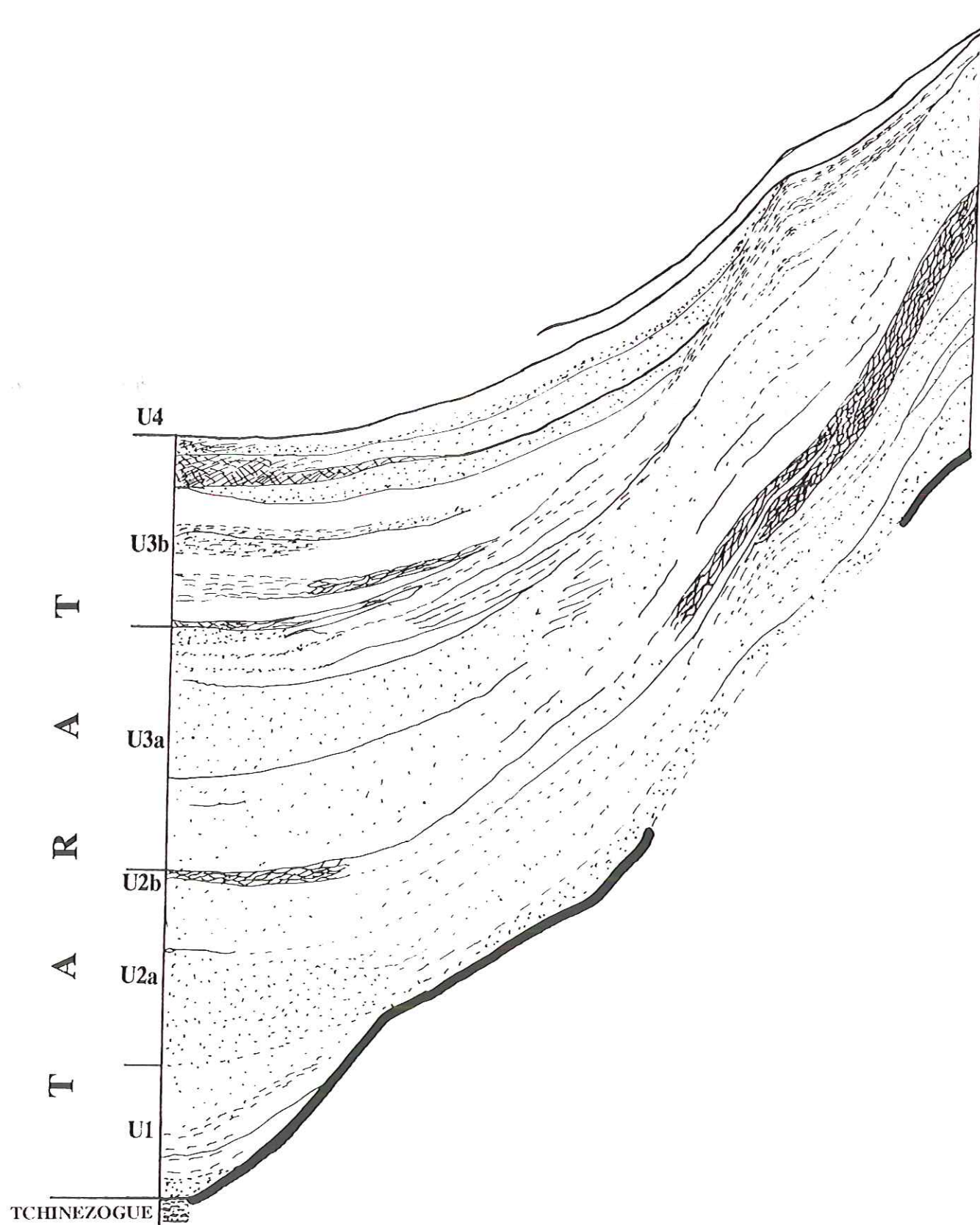


Fig.14 - Coupe schématique Ouest-Est dans la carrière de Taza Sud.

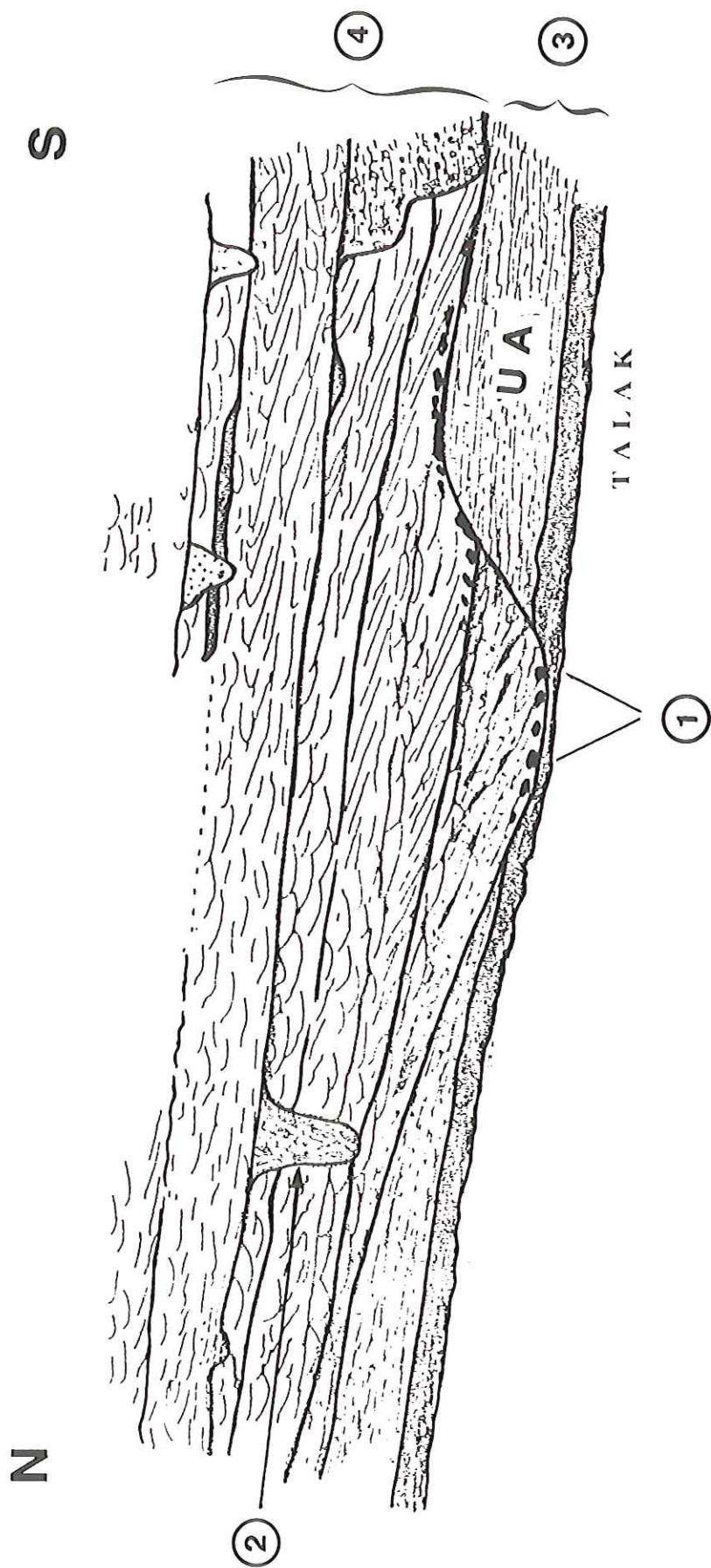
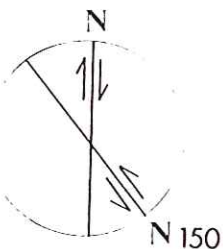
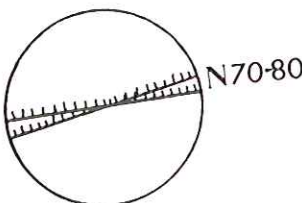
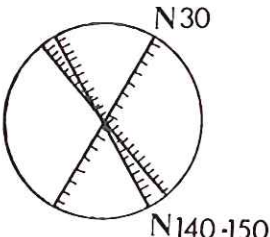
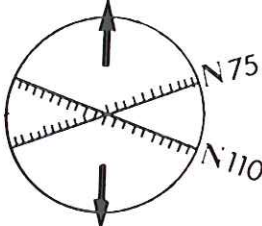
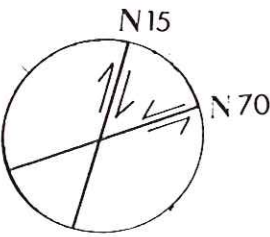


Fig. 15 - Coupe Nord-Sud effectuée dans la partie Nord du gisement, dans le chenal d'Akouta (d'après O. JAMES, 1984).

- ① -Unité de base (conglomérats de Téléflak)
- ② -Unité de comblement
- ③ -Unité d'Akokan (UA)
- ④ -Guezouman

PHASE TECTONIQUE	EVENEMENTS TECTONIQUES	PERIODE	DIRECTION DES ACCIDENTS
1	Affaissement et remplissage du bassin (subsidence ?) Tectonique N-S ?	Intra- Viséenne	
2	Failles normales et flexures N 70-80° Discordance de ravinement post-houiller	Intra- Viséenne	
3	Structuration post-arkosique (Failles normales) à pendages faibles 35 à 40°	Post- Viséenne	
4	Failles normales	Post- Crétacée	
5	Décrochements conjugués senestres et dextres	?	

Tab. 4 - Synthèse des différents épisodes tectoniques relevés dans la région d'Anou-Ararène.

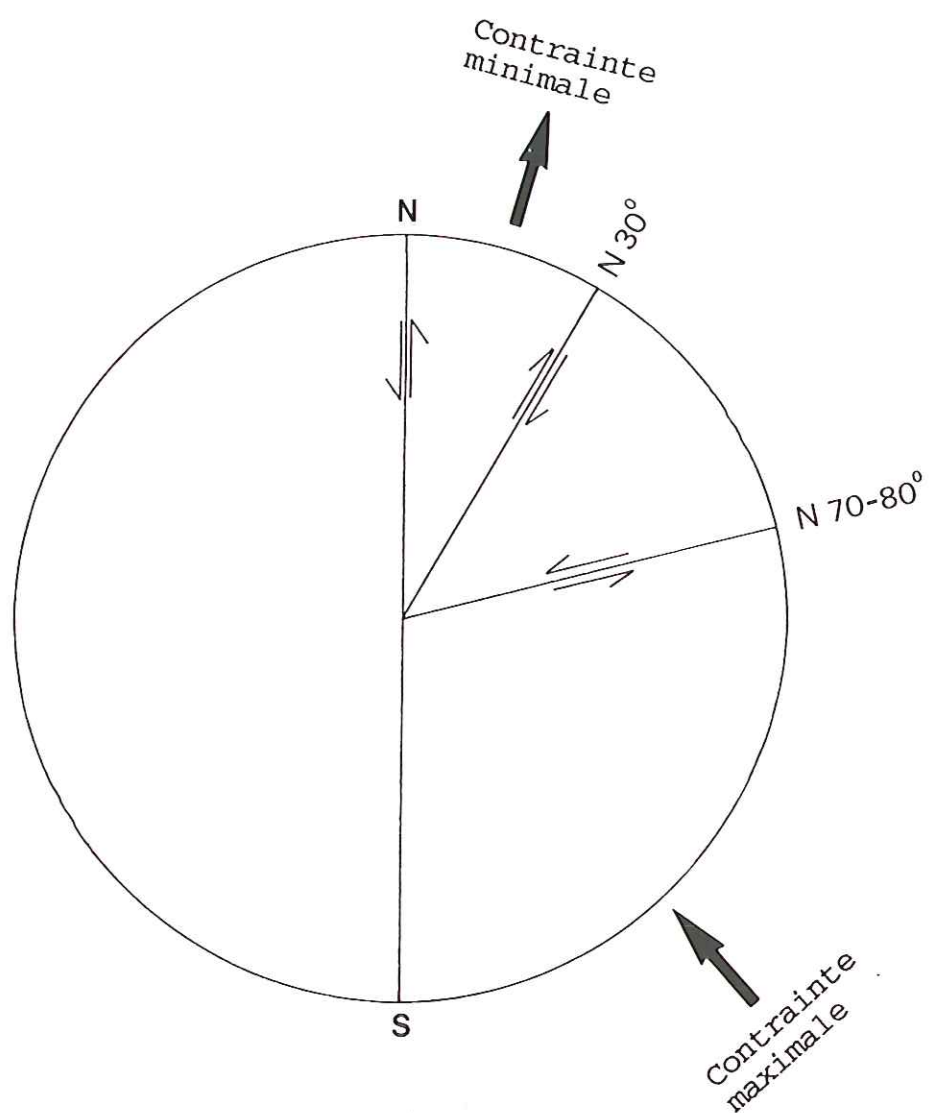


Fig. 17 -Schéma de synthèse montrant les principales directions des fracturations ayant affecté les formations sédimentaires du bassin de Tim Mersoï.

2^{ème} PARTIE:

**ETUDE GEOCHIMIQUE ET
PETROLOGIQUE DE LA MATIERE
ORGANIQUE**

Chapitre III:

ORIGINE DE LA MATIERE ORGANIQUE ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT

I - INTRODUCTION

L'étude de la matière organique soluble, extraite des charbons et des argilites, fournit des indications sur le matériel biologique ayant été à l'origine des particules accumulées dans ces deux faciès organiques. La reconnaissance des marqueurs biologiques est d'une particulière utilité dans cette démarche (Mackenzie et al., 1982 ; Mackenzie, 1984 ; Philp, 1985 a et b).

Cependant, l'identification de certains de ces marqueurs biologiques devient moins certaine avec l'augmentation de la maturité et devient pratiquement impossible au-delà d'une maturation très poussée (Mackenzie et al., 1980 ; Philp, 1985).

L'entrée de la fenêtre à huile - stade dont la reconnaissance est importante pour le géochimiste - peut être reconnue avec une bonne précision d'après la stéréochimie de ces composés (Mackenzie et al., 1980 ; Mackenzie et Maxwell, 1981 ; Philp, 1985 ; Rullkötter et Marzi, 1988).

Les plus étudiés de ces composés sont les hydrocarbures de la fraction saturée (n-alcanes, isoprénoïdes acycliques et autres composés ramifiés, diterpénoïdes, terpénoïdes tricycliques et tétracycliques, triterpénoïdes pentacycliques, stéroïdes) (Eglinton et Hamilton, 1963 ; Thomas, 1969 ; Hanson, 1971, 1973 ; Bohlman et al., 1978 ; Huang et Meinchein, 1978 ; Hagemann et Hollerbach, 1980 ; Philp et al., 1983 ; Philp, 1985 a et b ; Moldowan et al., 1985 ; Noble et al., 1986 ; Alexander et al., 1988), et les hydrocarbures aromatiques (Turner, 1970 ; Laflamme et al., 1978 ; Hayatsu et al., 1978 a et b ; Radke et al., 1990).

L'autre démarche est celle de la pétrologie des particules organiques : la nature végétale du matériel déposé dans une tourbière (en terme de tissu végétal) va influencer la structure du charbon, révélée par la pétrologie et exprimé en terme de macéraux ou de lithotypes (Cohen et Spackman, 1977 ; 1980 ; Cohen et al., 1987). En effet les proportions de macéraux est révélatrice de la phase dominante au moment du dépôt (chute de branches ou de

feuilles, libération de pollen et de spore), permettant ainsi de remonter à la biomasse d'origine (Collinson et Scott, 1987 ; Scott et king, 1981).

Les résultats obtenus sont présentés dans ce qui suit, sous forme d'une confrontation des données géochimiques et pétrographiques obtenues sur les matériaux carbonés de la bordure occidentale de l'Aïr. Ces deux approches, de nature variée et différente, fournissent en effet des critères d'origine et d'évolution complémentaires pour les matières organiques étudiées.

II - RESULTATS

II-1 - Analyses pétrographiques

L'examen au microscope en lumière réfléchie des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret permet de distinguer les principaux constituants organiques suivants, répartis dans les trois groupes fondamentaux (Tabl. 5) :

- le groupe de la vitrinite, dans lequel les particules présentent une réflectance moyenne,
- le groupe de l'exinite dont les constituants, moins réfléchissants, apparaissent en noir,
- le groupe de l'inertinite caractérisé par une réflectance élevée (gris clair à blanc) des minéraux.

Sous excitation U.V., seuls les constituants du groupe de l'exinite et quelquefois de la vitrinite, présentent une teinte de fluorescence.

D'une manière générale, dans ces échantillons, la matrice constituée par de la vitrinite, apparaît assez homogène ; elle est composée essentiellement de collinite (desmocollinite et corpocollinite). L'exinite, résultant de la diagenèse de spores et de cuticules se présente sous forme de filonnets répartis suivant la stratification. L'inertinite (fusinite, semi-fusinite) est relativement abondante.

La composition macérale, obtenue à partir de comptages statistiques est présentée au tableau 6.

II-2 - Analyses géochimiques

II-2-1 - Analyse élémentaire et pyrolyse Rock-Eval

Les résultats numériques sont présentés dans le tableau 7. Les échantillons provenant de la mine d'Anou-Ararène : les rapports atomiques H/C calculés à partir des dosages de C, H et O dans les kérogènes extraits sont compris entre 0,57 et 0,81 ; le rapport O/C, d'une valeur de 0,08 pour presque tous les échantillons apparaît visiblement constant, malgré une répartition assez significative du paramètre Rock-Eval Tmax (430-440°C). Les valeurs de l'index d'hydrogène (IH) sont inférieures à 300 mg d'hydrocarbures par gramme de C.O.T. et varient suivant qu'il s'agit d'un niveau de charbon ou d'un niveau argileux.

Les échantillons du sondage de Sékiret présentent des valeurs du rapport atomique H/C du même ordre de grandeur que ceux de la série précédente à 0,56 à 0,92). Les valeurs de O/C varient aux alentours de 0,05 et 0,06 pour la plupart des échantillons, quelques échantillons (3 sur un total de 9 analysés) montrant des valeurs plus élevées (0,08, 0,09 et 0,13). Les valeurs de Tmax Rock-Eval varient de 440 à 460°C sur l'ensemble de la série. Celles du paramètre IH sont pour la plupart inférieures à 300 mg d'hydrocarbures par gramme de C.O.T. (à l'exception d'un échantillon argileux de la base de série pour lequel IH = 403 mg d'HC/g C.O.T.); Comme au sein de la série précédente, ce paramètre montre une dépendance vis à vis du type de faciès d'où provient l'échantillon (charbonneux ou argileux).

Ces paramètres fournis par l'analyse élémentaire des kérogènes et la pyrolyse Rock-Eval ont permis de placer les points représentatifs des échantillons des deux sites dans des diagrammes H/C-O/C et IH-Tmax (fig. 18, 19, 20).

II-2-2 - Distribution des n-alcanes

Les différents types de distribution de n-alcanes rencontrés au sein des deux séries sont illustrés dans quelques exemples de chromatogrammes présentés dans les figures 21 et 22.

Les échantillons d'Anou-Ararène présentent deux types de distribution de n-alcanes :

- une distribution unimodale en n-C22 ou n-C23 avec un "mélange non-résolu" situé aux environs des alcanes légers (fig. 21a).
- une autre distribution, également unimodale en n-C22 ou n-C23, qui se distingue de la précédente par une nature différente du mélange non résolu (fig. 21b).

La série de Sékiret a fourni des échantillons montrant une distribution de n-alcanes unimodale en n-C18 et surtout n-C19 (fig. 22a). Quelques échantillons présentent une distribution unimodale en n-C20 à n-C22. Comme dans les échantillons d'Anou-Ararène ces échantillons sont dépourvus de n-alcanes légers (n-C14, n-C15) (fig. 22b).

Presque toutes ces distributions (Anou-Ararène et Sékiret) sont sans aucune prédominance d'alcanes pairs ou impairs, à l'exception de quelques échantillons de la partie supérieure de la série d'Anou-Ararène qui montrent une légère tendance à une prédominance des n-alcanes impairs.

II-2-3 - Les isoprénoïdes acycliques

Dans les échantillons de la mine d'Anou-Ararène, le rapport Pr/Ph (Pristane/Phytane) varie de 2,50 à 5,41 (Tableau 7). On observe aussi une variation du rapport Pr/n-C17, compris entre 0,76 et 0,97 ou 1,00 et 3,5.

Les échantillons de Sékiret présentent des rapports Pr/Ph compris entre 1,23 et 4,47 et des rapports Pr/n-C17 variant de 0,33 à 0,71 (Tableau 7).

II-2-4 - Les diterpénoïdes

Les diterpénoïdes tricycliques et tétracycliques ont été déterminés à partir des fragmentogrammes d'ion $m/z = 123$.

L'identification des produits a été faite sur la base des spectres de masse et des temps de rétention publiés par Noble et al. (1985, 1986) et par Philp (1985). Six composés de ce groupe ont ainsi été identifiés au sein des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret (fig. 23).

Il s'agit du $4\beta(H)$ -19-Norisopimarane (pic 1), ent-beyerane (pic 2), $16\beta(H)$ -phyllocladane (pic 3), ent- $16\alpha(H)$ -kaurane (pic 4), $16\alpha(H)$ -phyllocladane (pic 5) et ent- $16\beta(H)$ -kaurane.

II-2-5 - Les stéranes et les hopanes

Les fragmentogrammes $m/z = 217$ ont mis en évidence la présence de six composés du groupe des stéranes correspondant aux pics 1 à 6 (fig. 24, b et d) et qui sont respectivement : le 24-éthyle-13b, 17a diacholestane 205 (pic 1), l'épimère 20R (pic 2), les 24-éthyle-14 α , 17 β cholestanes 20R et 20S (pics 4 et 5). Les pics des fragmentogrammes correspondant aux ions moléculaires des composés en C27 et C28 ne sont pas assez importants pour rendre compte avec certitude de la présence de stéranes possédant ces nombres d'atomes de carbone dans nos échantillons.

Aussi bien dans la série d'Anou-Ararène, que dans celle de Sékiret, la distribution des stéranes est donc dominée par les composés en C29.

Les hopanoïdes ont été étudiés plus en détail dans la partie concernant le degré de maturité de la matière organique. Leur distribution est dominée par des composés

C27 $\alpha\beta$ (Ts et Tm) ; C29 ($\alpha\beta$ et $\beta\alpha$) ; C30 ($\alpha\beta$ et $\beta\alpha$) , C31 ($\alpha\beta$ 22R et S ; $\beta\alpha$) ; C32 ($\alpha\beta$ 22R et S ; $\beta\alpha$) ; C32 ($\alpha\beta$ 22R et S) (fig. 34).

La proportion des hopanoïdes par rapport aux stéranes, estimée d'après l'intensité des pics correspondant aux ions moléculaires sur les chromatogrammes m/z 191 et 217, a permis de déterminer le rapport 17 α (H), 21 β (H) - hopane / (20R + 20S) - 5 α (H), 14 β (H), 17 β (H) et (20R + 20S) - 5 α (H), 14 α (H), 17 α (H) - 24 - éthylcholestane.

Dans le cas des deux séries, ce rapport est toujours positif (tableau 7) et varie de 1,14 à 6,19 (Anou-Ararène) et de 3,84 à 6,18 (Sékiret).

II-2-6 - Les hydrocarbures aromatiques

La plupart des composés aromatiques ont été identifiés sur la base de spectres de masse déjà publiés (Simoneit, 1977 ; Philp, 1985) et des différences de temps de rétention des uns par rapport aux autres (Radke et al., 1982, 1990 ; White, 1980).

La distribution des hydrocarbures aromatiques de nos deux séries (fig. 25 et 26) est dominée par les composés ou groupes de composés suivants :

- le Phénanthrène et ses homologues monométhylés ainsi que les composés soufrés (Dibenzothiofène et homologues méthylés) (m/z = 178-206) (fig. 25 et 26). Ces composés ont fait l'objet d'une étude plus détaillée dans la partie concernant les altérations subies par la matière organique (chapitre VI).
- les homologues diméthylés du Phénanthrène (m/z 206) contenant une quinzaine de composés identifiés (tableau 8).
- le Pyrène (fragmentation en spectrométrie de masse correspondant à m/z 252 et M-15 (237), constituant le pic de base.

- le Rétène (fragmentogramme d'ion m/z 234 (n° 17, fig.25 et 26).

III - DISCUSSION

III-1- Les paramètres pétrographiques

Les constituants élémentaires des charbons (macéraux) ont été distingués d'après leur origine botanique, leurs propriétés optiques et le degré de dégradation mécanique et/ou biochimique qu'ils ont subie (I.C.C.P, 1963 ; 1971 ; 1975).

- C'est ainsi que les macéraux du groupe de l'huminite-vitrinite sont définis comme étant composés de tissus gélifiés, de gels vrais et de mélanges gélifiés très fins. Leur couleur est communément grise en lumière réfléchie et rougeâtre en lumière transmise, ces teintes variant avec la diagenèse (Alpern, 1978).

- Le groupe de l'inertinite comporte, comme le groupe précédent des particules issues de tissus plus ou moins finement disposés, mais ayant subi la fusinisation (oxydation) au lieu de la gélification. Ces macéraux ont une réflectance élevée en lumière réfléchie et sont opaques en lame mince (observation en lumière transmise).

- Le groupe de l'exinite-liptinite est constitué d'un ensemble de particules (spores, cuticules, résines, algues, bitumes, exudats) de bas pouvoir réflecteur, par conséquent de couleur non-rougeâtre à gris foncé en lumière réfléchie et jaune en lumière transmise.

Les macéraux appartenant ces différents groupes sont divisés en submacéraux (tableau 5). Dans le cadre de ce travail nous décrirons ceux que nous avons pu observer dans les échantillons d'Anou-Ararène et Sékiret.

III-1-1- Le groupe de la vitrinite

- La télocollinite (ou télovitrinite) : elle provient de tissus végétaux ligno-cellulosiques, de racines ou de feuilles, rapidement protégés de l'oxydation aérienne et de la biodégradation aérobie (Murchison et al., 1985 ; Murchison, 1987) , ce matériel a subi une gélification totale, toute structure botanique ayant disparu, ce submacéral a l'aspect d'un gel.

- La desmocollinite : elle provient de gels vrais (à l'origine) et se présente sous l'aspect d'un matériel compact, contenant de fines imprégnations d'argiles qui en abaissent légèrement le pouvoir réflecteur. C'est dans ces gels "impurs" que se trouvent généralement concentrés les oligo)-éléments métalliques.

- La corpocollinite : ce sont des éléments arrondis ou ovales qui proviennent aussi du remaniement de gels "impurs".

III-1-2- Le groupe de l'inertinite

- La fusinite : elle correspond à un tissu à structure botanique bien reconnaissable, à parois fines, dures et cassantes ; elle présente, en lumière réfléchie, un fort relief et une réflectance élevée.

- La semi-fusinite : ici, la structure botanique du tissu est moins bien conservée que dans la fusinite ; la réflectance est plus basse et les parois plus épaisses, ce qui traduit une gélification partielle.

- L'inertodétrinite : c'est l'ensemble des particules fragmentées provenant de la destruction mécanique des tissus fusinisés et semi-fusinisés.

III-1-3- Le groupe de l'exinite

- La sporinite : elle regroupe les microspores et les mégaspores ; en vérité il s'agit de leurs parois car le

contenu protoplasmique interne a été détruit. Ces particules correspondent aux organes de reproduction de l'espèce végétale, les microspores étant les organites mâles et les mégaspores les organites femelles.

- La cutinite : c'est la couche cutinisée (ou cuticule) qui se trouve à la surface supérieure des feuilles ou à la périphérie de certains tissus ligno-cellulosiques.

- L'exudatinite : c'est un constituant formé par des hydrocarbures migrés remplissant des microfissures.

- La fluorinite est constituée de remplissages cellulaires huileux, de fluorescence très vive.

De tous ces macéraux, c'est l'inertinite qui est, dans les échantillons nigériens, le constituant dominant (fig; 28).

Cette abondance d'inertinite résulte de phénomènes de dégradation de la matière organique dans des conditions aérobies dominantes où la fusinisation l'emporte sur la gélification. Ces conditions ont pu correspondre à l'absence d'une couverture aqueuse suffisante pour favoriser une gélification du matériel organique ou à des remaniements en milieux fluvio-deltaïques ayant maintenu les particules dans des conditions aérobies. Ces résultats sont conformes à ceux d' Alpern (1978), obtenus sur des charbons de ce même bassin, prélevés au cours de campagnes de forages effectuées entre 1965 et 1973 (par le CEA et le Ministère des Mines du Niger), dans les régions de Tchirezrine et l'Aoulingen.

L'analyse macérale permet de définir le type d'un charbon selon la nature du groupe macéral prépondérant (CODETEC, 1989). C'est ainsi que trois types ont été définis : le type vitrique (composé de plus de 66 % de vitrinite), le type fusique (plus de 33 % d'inertinite) et le type liptique (plus de 33 % d'exinite).

La composition macérale des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret les classe dans le type fusique. Cette

propriété est commune aux charbons de l'ancien continent de Gondwana dont la teneur en inertinite est de l'ordre de 50 à 90 % ; celle de l'exinite y est approximativement de 10 ± 5 % (CODETEC, 1989) (fig. 28).

A l'inverse, les charbons de l'hémisphère Nord sont essentiellement de type vitrique (vitrinite 80 ± 10 % ; exinite 10 ± 5 % ; inertinite 10 ± 5 %). Il en résulte, pour ces charbons, des différences importantes de la plupart de leurs propriétés, en tout premier lieu, de leur comportement à la cokéfaction, que l'inertinite subit sans altération mécanique fondamentale.

Les charbons vitriques et fusiques font partie des charbons dits humiques, constitués à l'origine d'éléments ligneux (tiges, racines) et cellulosiques (feuilles, spores) ; leur formation s'est faite dans des conditions continentales marquées.

L'analyse pétrographique montre que les charbons d'Anou-Ararène et de Sékiret possèdent les caractéristiques des charbons de style gondwanien. Dans ces régions du Gondwana, la flore à l'origine du matériel végétal est dominée par les plantes du groupe des Glossopteridae, auxquelles s'ajoutent de grands arbres comme les Lycophytes (Lepidodendraceae, Sigillariaceae) pouvant atteindre 30 mètres de hauteur, ainsi que des végétaux aquatiques de marécages tels que les Calamariaceae (Chandra et Taylor, 1982).

La formation des gisements de charbon du Gondwana a été précédée d'une invasion glaciaire dont les traces ont été mises en évidence dans de nombreuses régions (Chandra et Taylor, 1982).

Dans le cas de la bordure occidentale de l'Aïr, cette phase pourrait correspondre à la base de la série de Terada (formations de Teragh et Farazekat) où des traces de

glaciation ont été mises en évidence (Valsardieu, 1970 ; El hamet, 1983).

Les formations géologiques qui suivent la glaciation se disposent en couches relativement de faible épaisseur et sont le plus souvent d'origine fluviatile, lacustre ou deltaïque, dans lesquelles sont intercalés les niveaux organiques qui donneront les couches de charbon (Chandra et Taylor, 1982).

Ainsi, les sédiments glaciaires auraient-ils été des sources de matériel détritique durant la formation des couches de charbon.

Les charbons du Gondwana se sont formés en général dans de vastes bassins de type continental, peu profonds et peu subsidents. La faible vitesse de subsidence et un taux élevé d'accumulation végétale représentent des conditions favorables au dépôt et à la formation d'épaisses couches de charbon, plus épaisses que celle de l'hémisphère Nord.

III-2 - Les paramètres géochimiques

III-2-1 Les données de l'analyse élémentaire et de la pyrolyse Rock-Eval

Les matières organiques sédimentaires peuvent être classées sur la base de leur composition élémentaire, notamment au sein du diagramme montrant la variation du rapport atomique H/C en fonction de O/C, dit diagramme de Van Krevelen (1950). En tenant compte du degré d'évolution thermique croissant, trois lignées (ou types) de matières organiques ont été ainsi définies (Van Krevelen, 1950) :

- le type I, constitué en majorité de matériaux d'origine microbienne ou algaire et déposés en milieu lacustre,
- le type II, composé de restes d'organismes marins planctoniques,
- le type III contenant une forte contribution de matériaux issus de plantes terrestres.

Il faudrait ajouter un type IV, constitué par du matériel remanié et oxydé par l'érosion, l'altération superficielle, la combustion ou l'oxydation biologique. Ce type de matière organique est caractérisé par des rapports O/C élevés ($\geq 0,25$) et H/C faible (compris entre 0,5 et 0,6) (fig. 2 et 3).

La figure 18 montre la place des points représentatifs des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret dans un diagramme de Van Krevelen. tous ces échantillons dans lesquels les H/C sont compris entre 0,5 et 0,8 se placent dans la lignée d'évolution de type III.

La pyrolyse de charbons et de kérogènes d'origine diverses (Espitalié et al., 1977, 1986) a permis d'établir une bonne corrélation entre l'index d'hydrogène (fourni par la pyrolyse Rock-Eval) et le rapport atomique H/C d'une part, et entre l'index d'oxygène et le rapport O/C d'autre part. De ce fait les diagrammes H/C-O/C (Van Krevelen) et IH-IO sont comparables pour reconnaître les différents types de matières organiques. Le paramètre Tmax Rock-Eval (température maximale de pyrolyse) est un indicateur d'évolution de la matière organique : en règle générale Tmax augmente avec un stade d'évolution croissant. Ce paramètre, utilisé parallèlement à l'index d'hydrogène IH dans un diagramme IH-Tmax permet de définir à la fois le type et l'état de maturation des matières organiques.

Les figures 19 et 20 permettent de voir la position des points représentatifs des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret dans un tel diagramme.

La plupart des échantillons de faciès charbonneux se trouvent dans l'enveloppe d'évolution des charbons humiques dont les limites sont définies par des IH voisins de 150 à 300 mg d'HC/g COT à un niveau d'évolution correspondant à la fenêtre à huile.

Tous les échantillons de faciès argileux et quelques échantillons charbonneux se placent en-dessous de ce domaine

d'évolution, correspondant à celui des matières organiques dispersées et oxydées de type III. Certains faciès charbonneux se trouvant dans ce cas (faibles valeurs de IH) ont dû subir l'action d'agents d'altération oxydants. (voir partie consacrée aux altérations des matières organiques).

III-2-2 Les données de l'analyse des hydrocarbures

(1) Les n-alcanes

La large distribution et la concentration parfois importante des n-alcanes dans les roches sédimentaires ont permis leur utilisation en tant que fossiles géochimiques indicateurs d'origine et de milieu de dépôt des matières organiques sédimentaires (Eglinton et Hamilton, 1963 ; Tissot et al., 1977).

- Les n-alcanes lourds (nC25-nC33) présentant une prédominance impaire ou paire proviennent des végétaux supérieurs continentaux (cires articulaires),

- Les n-alcanes impairs de poids moléculaire moyen (nC15-nC17) proviennent du phytoplancton et des algues benthiques.

Les figures 21 et 22 montrent les distributions des n-alcanes dans les échantillons d'Anou-Ararène et Sékiret. De telles distributions ne correspondent clairement pas à celle d'hydrocarbures provenant des végétaux supérieurs continentaux.. En effet, nos échantillons présentent une faible proportion de n-alcanes lourds par rapport à la distribution-type d'alcanes possédant une telle origine. Selon Moldowan et al., (1985), des facteurs secondaires comme la maturation thermique ou certaines altérations, sont en mesure de transformer des n-alcanes lourds en des termes plus légers ne présentant pas de prédominance.

Une étude réalisée sur des échantillons de charbon de la Mahakam, en Indonésie, (Vandenbroucke et al., 1983) a permis d'observer une variation de la distribution des n-alcanes en fonction du degré d'évolution thermique : pour des échantillons immatures ($T_{\max} = 420^{\circ}\text{C}$) la quantité de n-alcane est faible, quelques pics apparaissant autour des positions en C15 et C30 ; dans le cas d'échantillons plus évolués ($T_{\max} = 430^{\circ}\text{C}$) apparaissent des n-alcanes lourds $> \text{C}_{20}$ avec une prédominance impaire marquée et un mode situé aux alentours de n-C27 ; enfin les échantillons les plus évolués de la série ($T_{\max} = 450^{\circ}\text{C}$) présentent des n-alcanes avec une distribution régulièrement décroissante et une légère prédominance impaire, le mode se situant aux alentours de n-C19.

Ces variations, déjà observées dans le cas de charbons et de kérogènes de type III (Leythaeuser et Welte, 1969 ; Radke et al., 1980) sont dues au craquage thermique d'hydrocarbures plus lourds.

Les distributions des n-alcanes observées dans les échantillons d'Anou Ararène (modes en C22 et C23) et de Sékiret (modes en C18 et C19) sont compatibles avec leur degré de maturité respectif, leur T_{\max} variant respectivement de 430 à 440°C et de 440 à 450°C (voir la partie concernant le degré d'évolution thermique) et peuvent résulter de distributions caractéristiques de type III ayant subi un craquage thermique.

La distribution des n-alcanes suggère donc que l'on a à faire, dans le cas des séries d'Anou-Ararène et de Sékiret, à une matière organique provenant de végétaux supérieurs continentaux ayant atteint un degré d'évolution correspondant au moins au niveau de la fenêtre à huile.

(2) Les hydrocarbures isoprénoïdiques

Les rapports Pristane/Phytane des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret sont reportés dans le tableau 7. L'utilisation de ces composés comme indicateurs d'environnement de dépôt est basée sur le fait qu'ils dérivent tous deux du noyau phytol de la chlorophylle, soit par oxydation et décarboxylation (pristane : Pr), soit par hydrogénation et déhydratation (phytane : Ph) (Brooks et al., 1969 ; Powell et Mc Kirdy, 1973 ; Didyk et al., 1978). Ainsi, un échantillon ayant un rapport Pr/Ph < 1 est considéré comme déposé dans un environnement réducteur, alors qu'un rapport Pr/Ph > 1 suggère des conditions oxydantes.

Les échantillons des séries d'Anou-Ararène et de Sékiret présentent des rapports Pr/Ph > 1 . Ceci suggère des conditions de dépôt oxydantes. Par ailleurs, l'étude de l'état de conservation de cette matière organique (cf. altérations subies par le matériel organique, chapitre VI) montre qu'il ne s'agit au plus que d'un faible degré d'oxydation secondaire dans certains niveaux des deux séries.

Les valeurs du rapport Pr/Ph peuvent en réalité résulter de plusieurs facteurs. Ainsi les valeurs >1 peuvent résulter de l'origine continentale de la matière organique (Rashid, 1979 ; Moldowan et al., 1985 ; Brooks et al., 1969 ; Powell et McKirdy, 1973 ; Connan, 1974). Ce résultat est basé sur le fait que le pristane trouvé dans les charbons dérive en partie de l'acide phytanique par décarboxylation, cet acide provenant du phytol ou du dihydrophytol par oxydation. Une telle oxydation est susceptible de se produire dans une large mesure dans des environnements terrestres essentiellement aérobies (Brooks et Maxwell, 1974).

(3) Les stéranes

La distribution des biomarqueurs du groupe des stéranes est dominée par les composés en C₂₉, qu'il s'agisse de

stéranes réguliers ou réarrangés. Ceci est une empreinte classiquement attribuée à du matériel organique d'origine terrestre. Le raisonnement est basé sur la répartition des stéroïdes en C27, C28 et C29 au sein des organismes vivants :

- les composés en C27 et C28 sont les plus abondants dans le plancton et les invertébrés marins, qui constituent la principale source de la matière organique marine (Huang and Meinschein, 1976, 1978 ; Nishimura et Koyama, 1976, 1977 ; Nishimura, 1977, 1978).
- les stéroïdes en C29 et C27 sont les plus abondants au sein des plantes supérieures (Huang and Meinschein, 1976 ; Nishimura and Koyama, 1976, 1977).

Partant de ces résultats, Huang and Meinschein (1979) ont été amenés à établir un diagramme triangulaire (fig. 2), où sont confrontés la composition en stéroïdes et l'environnement de dépôt des matières organiques.

Il apparaît donc qu'une prédominance de stéroïdes en C29 peut être une indication d'un apport terrigène, comme dans le cas d'échantillons d'huiles d'Australie (Philp et Gilbert, 1986), de charbons et de shales du delta de la Mahakam (Hoffmann et al., 1984 ; Moldowan et al., 1985).

Par ailleurs, une étude des stérols contenus dans des algues unicellulaires (Volkman, 1986) montre que ces algues peuvent être la source d'une large variété de composés, même ceux classiquement attribués à du matériel terrestre. De ce fait, une proportion importante de stéranes en C29 n'est pas forcément une indication d'origine terrestre.

Une source algale n'étant pas envisageable dans le cas des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret, un apport issu de végétaux supérieurs est seul en mesure de rendre compte de l'importance des C-20 stéranes dans nos échantillons.

(4) Les hopanes

L'utilisation du rapport hopanes/stéranes comme indicateur de source de matière organique a été envisagée par Moldowan et al. (1985). Selon ces auteurs, les matières organiques d'origine marine présentent de faibles valeurs du rapport hopanes/stéranes tandis que des échantillons contenant une proportion importante de matériel organique terrigène présentent de faibles concentrations de stéranes par rapport aux hopanes, et donc des valeurs relativement élevées du rapport hopanes/stéranes, supérieures à 5 pour Mackenzie et al. (1982). De tels résultats ont été obtenus par Hoffmann et al. (1984) sur des échantillons du delta de la Mahakam, et par Philp et Gilbert (1986) sur des échantillons provenant de divers bassins sédimentaires australiens.

L'importance relative des hopanes par rapport aux stéranes, observée dans les échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret, témoigne donc en faveur d'une origine terrestre de la matière organique accumulée dans ces deux bassins.

(5) Les terpanes

La présence de diterpanes tétracycliques dans des échantillons est considérée comme un indicateur d'une contribution des végétaux supérieurs au stock organique (Hanson, 1968 ; Thomas, 1969).

Les produits naturels les plus vraisemblablement considérés comme précurseurs de ces composés sont les diterpènes tétracycliques du genre phyllocladène, ent-kaurène et ent-beyrène contenus dans les résines de feuilles de confères (Noble et al., 1985b).

La réduction diagénétique de ces composés conduit à la formation des produits comme les phyllocladanes, ent-beyerane et ent-kaurane, identifiés dans des charbons de bas

rang et donc la concentration varie avec le degré de houillification .

Ainsi les composés contenant le squelette des phyllocladanes et des kauranes apparaissent dans divers conifères (Noble et al., 1985a), appartenant à la famille des Podocarpaceae (Podocarpus et Dacrydiam), des Araucariaceae (Agathis), ainsi que des Cupressaceae. Ces composés apparaissent également dans des espèces d'angiospermes appartenant à la famille des Phyllocladaceae, Labiatae, compositae et aussi dans des fougères (Streibl et Herout, 1969 ; Thomas, 1969 ; Bohlman et al., 1978 ; Hanson, 1971, 1983).

Le Norisopimarane proviendrait de résines de conifères du genre Agathis (Alexander et al., 1988).

(6) Les composés aromatiques

La présence de certains composés aromatiques est également révélatrice de la source continentale terrestre de la matière organique ; ainsi le rétène (1-méthyl-7-isopropylphenanthrène) et la simonellite, marqueurs biologiques identifiés dans les extraits de charbon, résulteraient de l'aromatisation diagénétique de l'acide abiétique, constituant commun des résines de conifères (Stonecipher et Turner, 1970 ; Laflamme et al., 1978 ; Hayatsu et al., 1978 a,b). Le rétène et la simonellite pourraient également provenir de l'évolution thermique des phyllocladanes (Alexander et al., 1987).

De même, le pimanthrène (1,7 diméthylphénanthrène) est considéré comme un produit de l'aromatisation diagénétique de l'acide pimarique, constituant également commun dans les résines de pins (Wakeham et al., 1980).

La prédominance du 1-méthylphénanthène sur le 9-méthylphénanthrène, ainsi que celle du pimanthrène sur les autres diméthylphénanthrènes (fig. 25 et 26) sont des signatures de la contribution du matériel résineux dans le stock organique (Radke et al., 1990).

La relative concentration des hydrocarbures aromatiques polycycliques tels que le naphthalène, le phénanthrène, le fluoranthène, le pyrène ainsi que de leurs dérivés monométhylés, au sens large, dans les extraits de charbon reflète par sa valeur plus élevée que dans les sédiments récents et les sols l'importance de l'action du temps et de la température sur la diagenèse du charbon, qui a pour résultat l'aromatisation et la déalkylation des systèmes aromatiques (White et Lee, 1980).

IV - CONCLUSION

L'étude pétrographique des échantillons de charbon d'Anou-Ararène et de Sékiret nous a fourni un certain nombre d'informations sur la source du matériel organique ayant conduit à la formation de ces séries charbonneuses.

Il s'agit de charbons humiques provenant de végétaux d'origine continentale, appartenant à la flore carbonifère gondwanienne. Ce résultat est en accord avec des études paléobotaniques réalisées sur la bordure occidentale du massif de l'Aïr (De Rouvre, 1985) ayant montré qu'au début du Carbonifère la flore de la région d'Anou-Ararène était constituée de Lycophytes (Pseudolépido-dendropsis) et de végétaux du groupe des Ptéridophylla, parmi lesquels :

- le genre *Cardiopteris* sp., qui se trouve communément associé à des genres constituant la flore à *Glossopteris*,
- des *Rhacopteris*,
- des herbacées du groupe des Sphénophytes.

De plus, certains composés moléculaires de la famille des diterpénoïdes tétracycliques et d'hydrocarbures polyaromatiques rendent compte de la participation à cette flore d'espèces végétales du groupe des conifères. La présence de ces marqueurs biologiques a été mise en évidence dans des charbons d'Australie (Noble et al., 1985 a et b) ainsi que dans différents lignites (Hagemann et Hollerback,

1980 ; Baset et al., 1980 ; Simoneit, 1977 ; Alexander et al., 1988) où leur origine a été attribuée à des résines de conifères appartenant principalement à la famille des Podocarpaceae et des Araucariaceae. Selon Scott (1974) les premiers conifères connus sont apparus vers la fin du Carbonifère.

La présence de conifères du genre *Lebachia* a été mise en évidence par De Rouvre (1985) dans les sédiments du Carbonifère supérieur de la bordure ouest de l'Aïr. Ce genre, connu surtout au Carbonifère au Canada et en Europe, n'avait jamais été rencontré auparavant dans l'hémisphère Sud. Sa présence dans le bassin de Tim Mersoï a permis de situer pour l'instant sa limite la plus australe sur la bordure de l'Aïr, au Niger (De Rouvre, 1985).

Les marqueurs biologiques trouvés dans les échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret (Carbonifère inférieur) pourraient provenir de conifères plus anciens qui ont pu peupler cette région au Carbonifère inférieur.

D'une manière générale, le climat, ainsi que la tectonique locale ont joué un rôle capital dans le renouvellement de la flore après la période de glaciation datée de la base du Carbonifère (dans la partie Nord du bassin de Tim Mersoï (Valsardieu, 1970)). Si l'on considère la position de l'Afrique à la fin du Dévonien, on constate (fig; 29a) qu'elle était située dans l'hémisphère Sud et que l'Aïr se trouvait entre 40° et 60° de latitude. Si l'on se réfère aux Iles Kerguelen aujourd'hui situées à la latitude de 47° dans l'hémisphère Sud, on constate que ces îles portent des glaciers s'écoulant vers la mer (in ElHamet, 1983, d'après Lang).

La position géographique de l'Aïr à cette époque a donc pu engendrer des influences glaciaires qui ont pu se faire sentir jusqu'au début du Carbonifère alors que la latitude de cette région atteignait progressivement 40° à 30° (fig; 29b), toujours dans l'hémisphère Sud. La rigueur du climat

pourrait expliquer au moins en partie la monotonie de la flore de la base du Carbonifère constatée par De Rouvre (1985). En effet, seules des espèces de Pteridophylla (Rhacopteris et Nothorhacopteris) et peut-être des conifères "primitifs", ont résisté à ce climat.

A la suite du déplacement de la plaque africaine vers le Nord, les glaciers ont régressé et le climat s'est adouci, favorisant l'apparition d'une flore à Pteridophylla variées (Rhacopteris s.l., Triphylopteris et des plantes herbacées comme Sphenopteridium).

GROUPE	MACERAL	SUBMACERAL
VITRINITE	TELINITE	Télinite 1 télinite 2
	COLLINITE	Télocollinite Desmocollinite Gélocollinite Corpocollinite
	VITRODETRINITE	
EXINITE	SPORINITE CUTINITE RESINITE ALGINITE LIPTODETRINITE BITUMINITE FLUORINITE EXUDATINITE	
INERTINITE	FUSINITE SEMI-FUSINITE MACRINITE MICRINITE SCLEROTINITE INERTODETRINITE	Pyrofusinite Dégradofusinite

Tab.5 - Nomenclature des macéraux des houilles (d'après le lexique international de Pétrographie des charbons, C.N.R.S).

	ECHANTILLON	VITRINITE (%)	EXINITE (%)	INERTINITE (%)
	<u>Anou-Ararène</u>			
Couche I	HAN 1	29,5	4,5	66,0
	HAN 5	35,5	2,2	62,8
Couche II	HAN 7	37,0	1,5	61,5
	HAN 10	40,6	2,0	57,4
Couche III	HAN 13	41,0	1,7	57,3
	HAN 17	43,4	2,1	54,5
	<u>Sékiret</u>			
	HSI 5	4,6	9,4	86,0
Couche I	HSI 13	15,6	5,6	78,8
Couche II	HSI 19	19,5	4,5	76,0
Couche III	HSI 24	13,0	4,0	83,0

Tab.6 - Composition macérale des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret.

Echant.	Prof. (m)	C.O.T. (%)	H/C at.	O/C at.	Tmax (°C)	IH (mg/gC)	Pr/Ph	Hop./Ster.
<u>Anou-Araren</u>								
HAN 18	28,92	30,25	0,75	0,08	435	285	5,00	2,21
HAN 17	29,02	45,16	0,81	0,08	433	297	5,41	6,19
HAN 14	31,74	1,04	n.d	n.d	429	54	3,40	1,14
HAN 10	34,34	64,02	0,66	0,08	433	173	5,14	2,36
HAN 32	34,94	60,13	n.d	n.d	436	194	n.d	n.d
HAN 34	35,99	66,05	n.d	n.d	440	131	n.d	n.d
HAN 7	36,59	68,49	0,60	0,08	436	136	3,97	3,74
HAN 6	36,79	63,99	0,62	0,08	433	151	3,39	4,39
HAN 5	36,99	18,25	n.d	n.d	434	117	n.d	n.d
HAN 4	37,19	71,45	0,69	0,09	435	222	3,25	3,54
HAN 1	39,69	46,43	0,57	0,08	437	123	2,64	2,48
<u>Sekiret</u>								
HSI 28	376,80	39,36	0,71	0,06	439	178	3,73	3,69
HSI 24	394,00	37,59	0,92	0,08	443	204	4,13	n.d
HSI 23	395,50	25,54	n.d	n.d	439	154	3,61	n.d
HSI 19	401,60	37,93	0,90	0,06	444	269	3,94	n.d
HSI 18	403,60	37,62	0,71	0,09	444	179	2,40	5,65
HSI 17	404,20	4,16	0,81	0,13	437	132	2,24	n.d
HSI 13	408,20	70,30	0,66	0,06	446	199	2,42	3,84
HSI 10	411,20	73,92	0,62	0,05	449	181	3,07	6,18
HSI 7	412,40	74,67	0,56	0,06	454	91	1,23	4,06
HSI 5	413,20	60,03	n.d	n.d	445	139	2,54	n.d

Tab. 7 - Teneurs en Carbone organique (C.O.T); valeurs des rapports H/C et O/C; température maximale du pic S2 des échantillons étudiés.

Tab. 8 - Identification des pics correspondant aux différents composés aromatiques des figures 25 et 26.

- 1.....Phénanthrène.
- 2 à 5...Méthylphénanthrène-3, -2, -9, et -1 respectivement.
- 6.....Diméthylphénanthrène-3,5
 Ethyphénanthrène-9
 Ethyphénanthrène-2
- 7.....Diméthylphénanthrène-3,5
 Diméthylphénanthrène-2,6
- 8.....Diméthylanthracène-2,7
- 9.....Diméthylphénanthrène-2,10
 Diméthylphénanthrène-3,10
 Diméthylphénanthrène-1,3
 Diméthylphénanthrène-3,9
- 10.....Diméthylphénanthrène-2,9
 Diméthylphénanthrène-1,6
- 11.....Diméthylphénanthrène-1,7 (Pimanthrène)
- 12.....Diméthylphénanthrène-2,3
- 13.....Diméthylphénanthrène-4,9 et -1,9
- 14.....Diméthylphénanthrène-1,8
- 15.....Pyrène
- 16.....Simonellite
- 17.....Retène

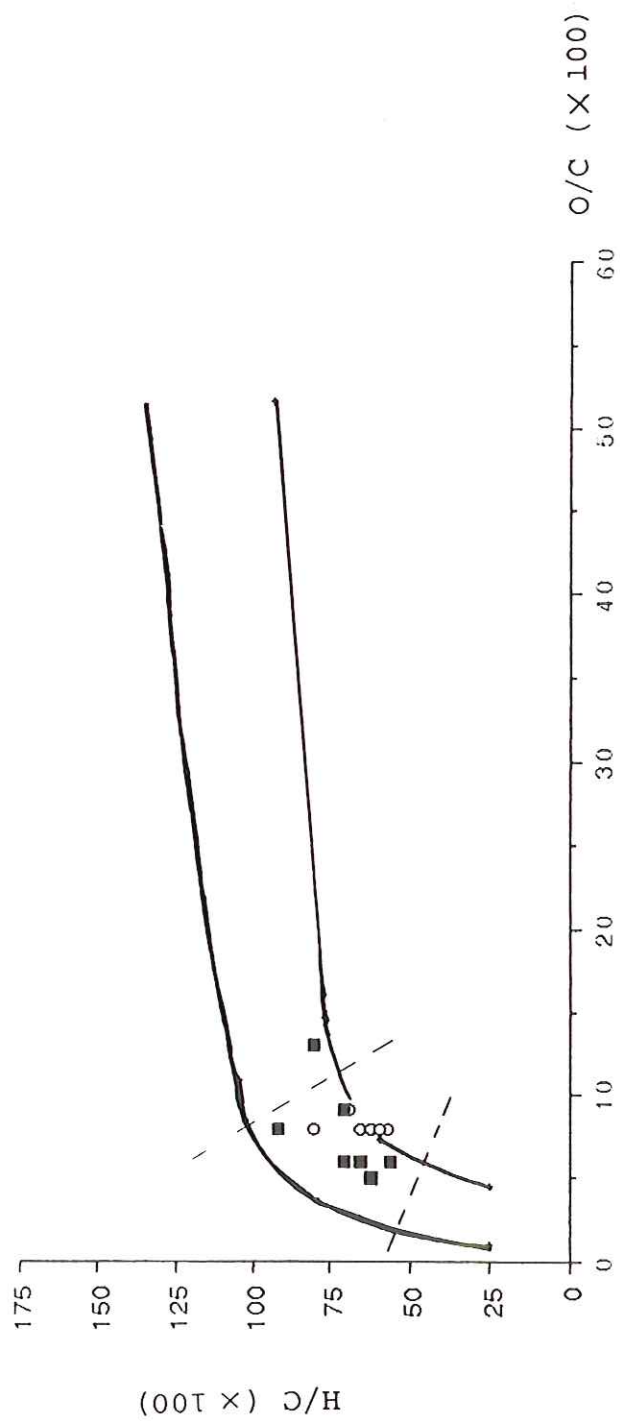


Fig. 18 - Répartition des points représentatifs des charbons déminéralisés d'Anou-Ararène et de Sékiret dans un diagramme H/C - O/C.

○ Anou-Ararène
■ Sékiret

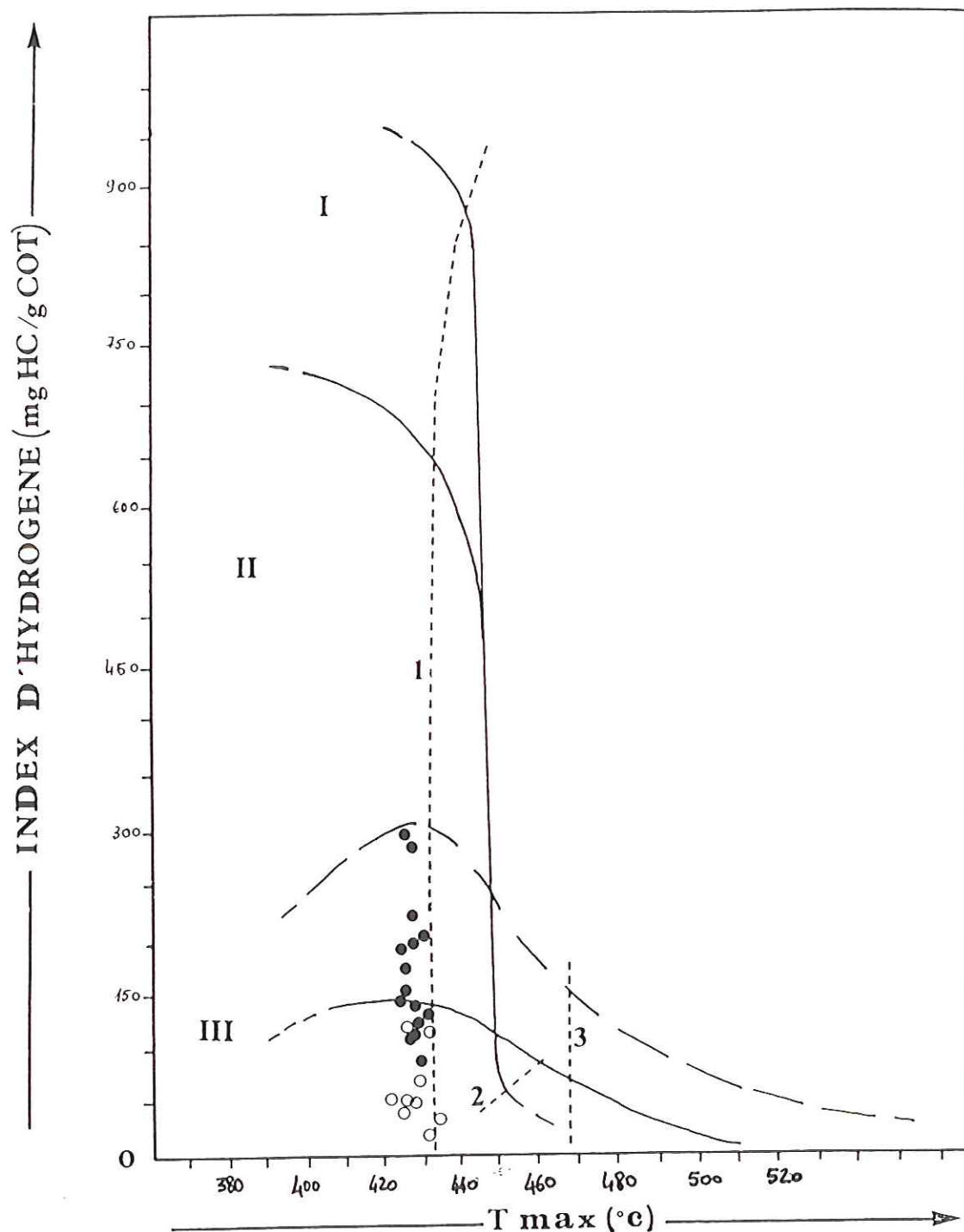


Fig.19 - Position des points représentatifs des échantillons d'Anou-Ararène dans un diagramme IH-Tmax.

● Charbon

○ Argilite

Limite immature-huile: 1- Pour tous les types de matière organique
 Limite huile-gaz : 2- Pour les matières organiques de type II
 3- Pour les matières organiques de type III

(d'après Espitalié et al., 1986)

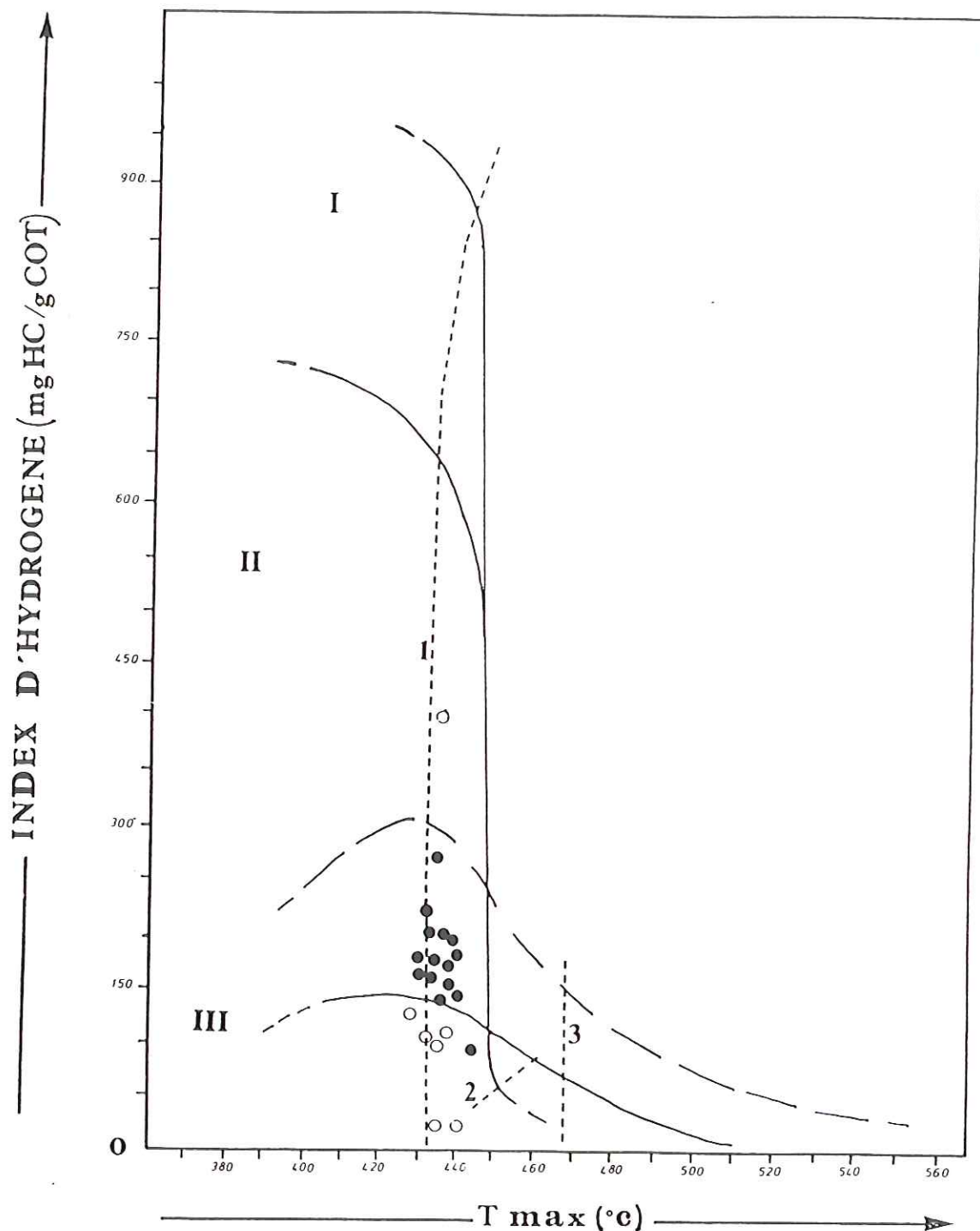


Fig. 20 - Position des points représentatifs des échantillons de Sékiret dans un diagramme IH-T_{max}. Idem fig. .

● Charbon

○ Argilite

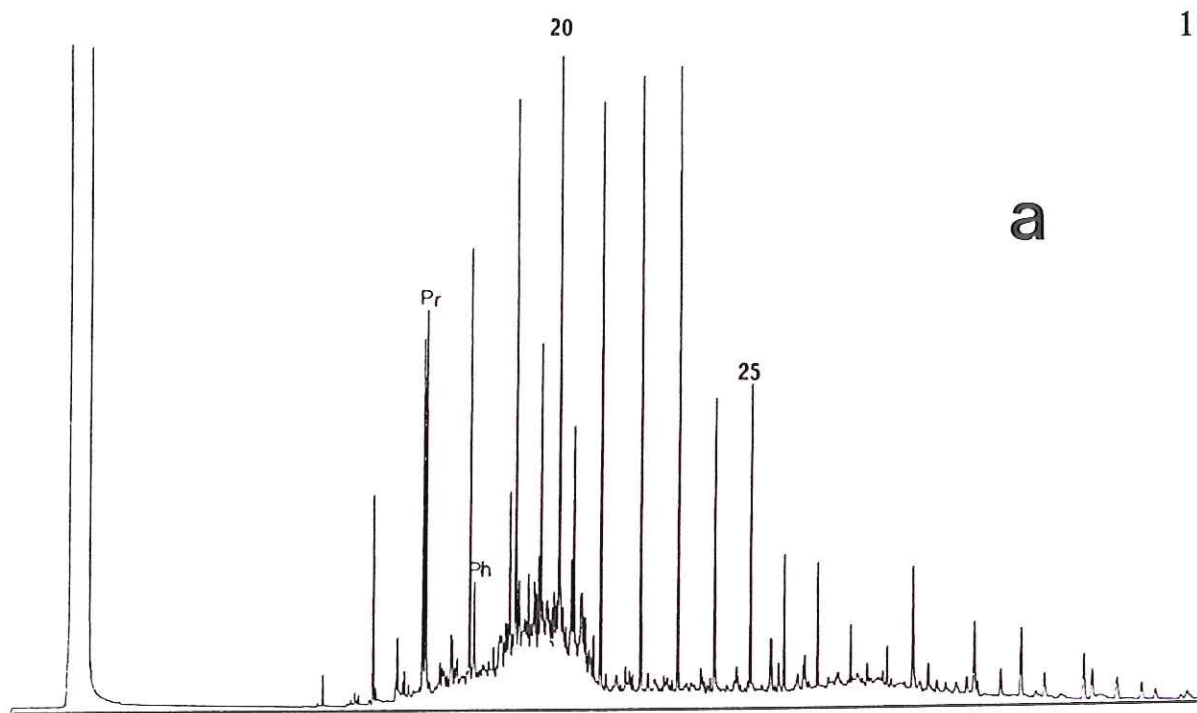
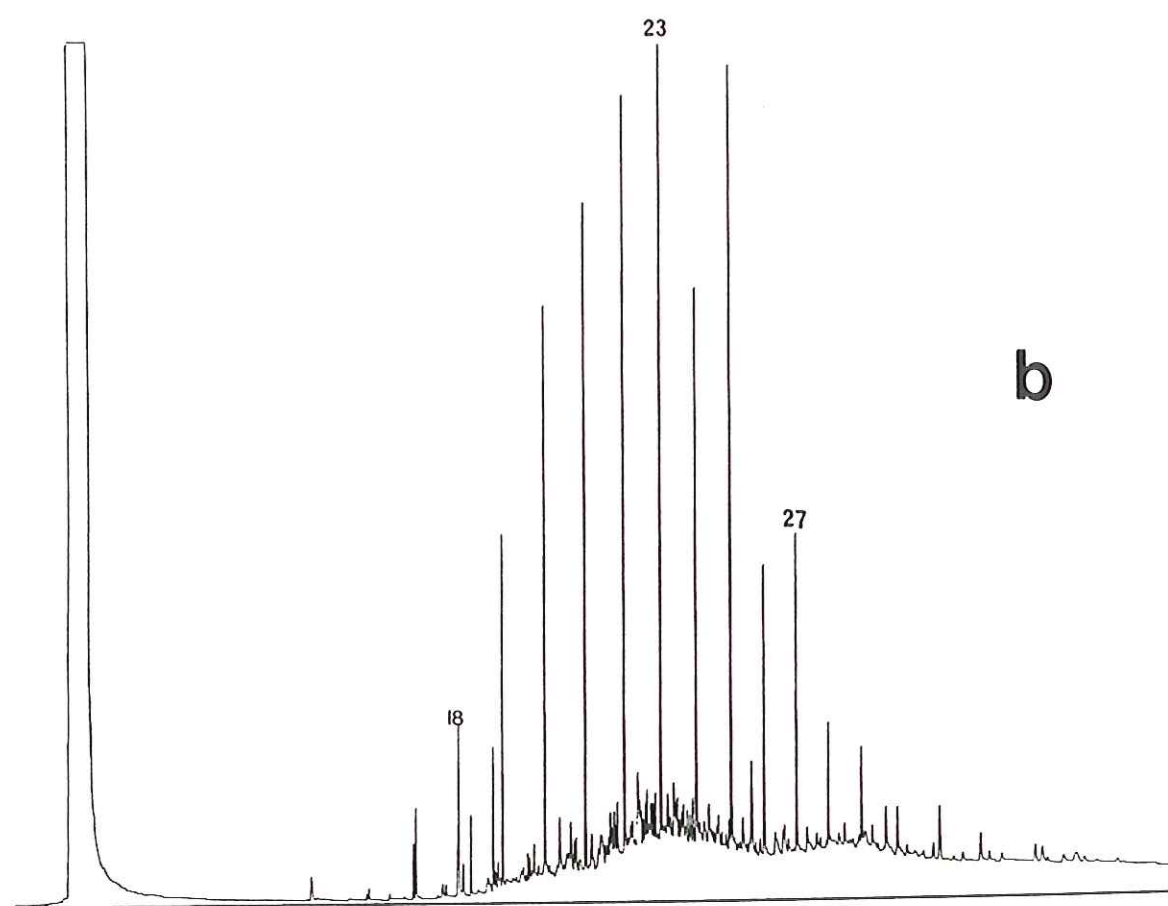
**a****b**

Fig. 21 - Principaux types des alcanes dans les échantillons d'Anou-Ararène.

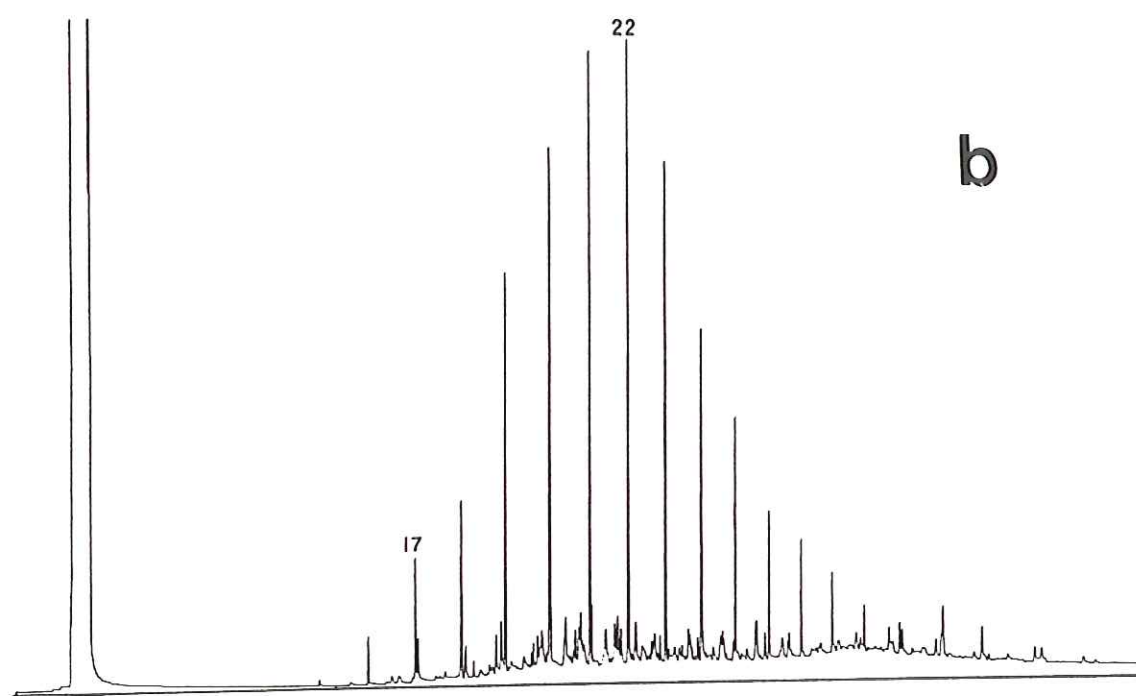
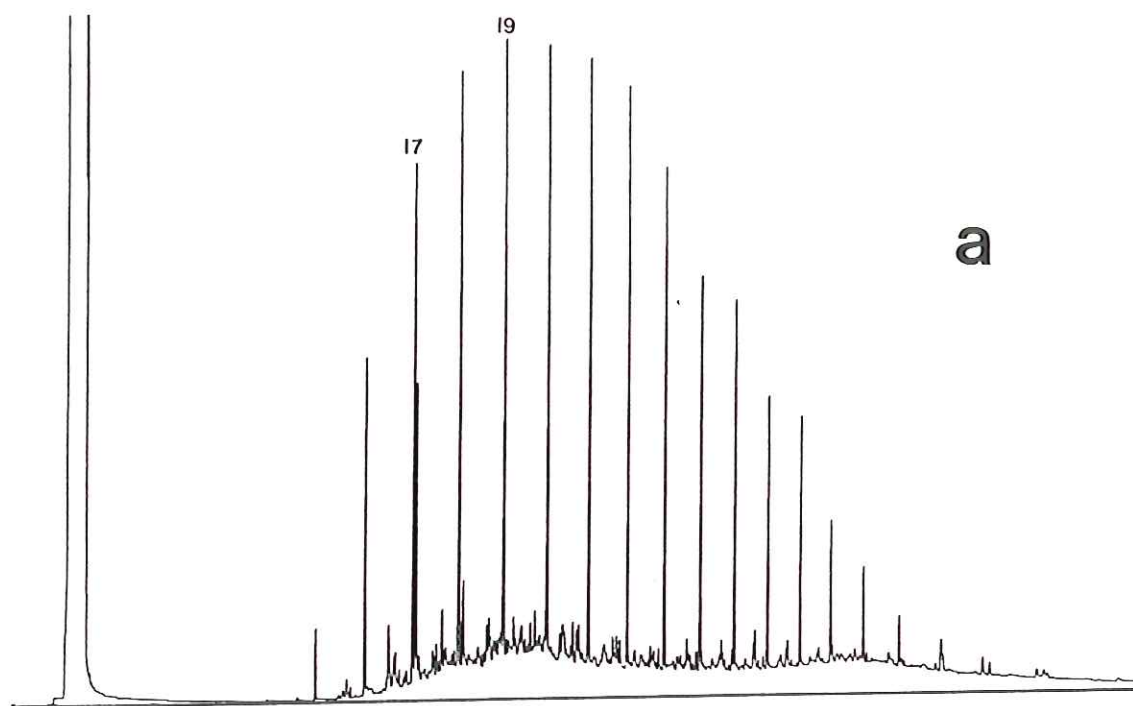


Fig. 22 - Distribution des alcanes dans deux échantillons de Sékiret.

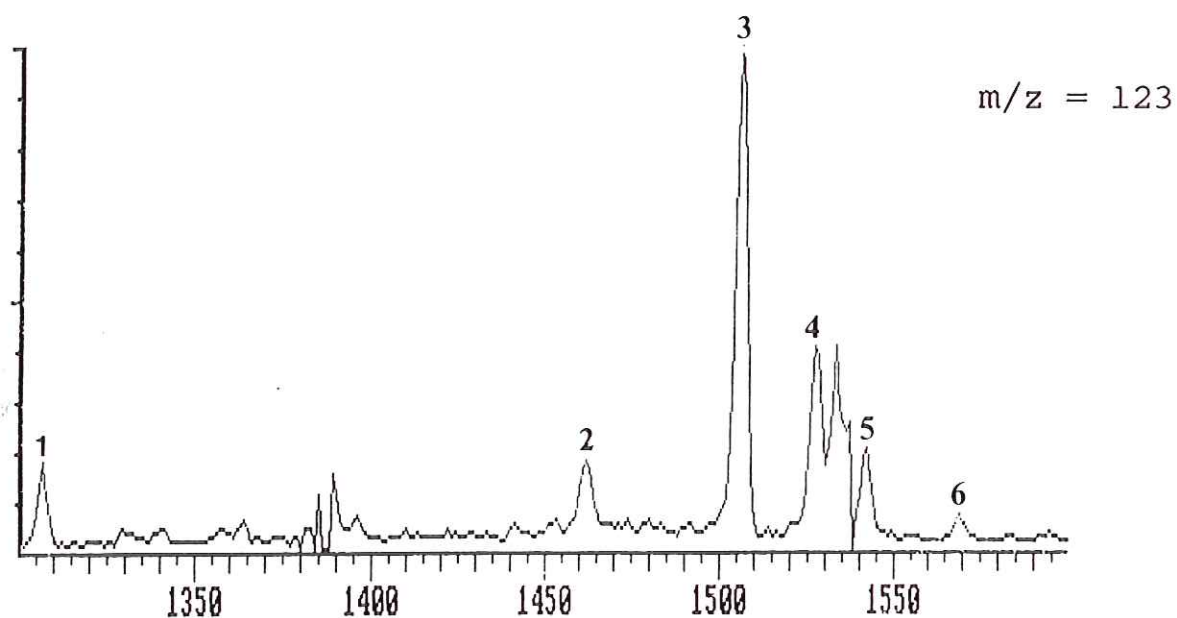


Fig.23 - Distribution des diterpenoïdes tétracycliques contenus dans les extraits des échantillons des séries d'Anou-Ararène et de Sékiret.

1- $4\beta(H)$ -19-Norisopimarane

4- ent- $16\alpha(H)$ -kaurane

2- ent-beyerane

5- $16\alpha(H)$ -phyllocladane

3- $16\beta(H)$ -phyllocladane

6- ent- $16\beta(H)$ -kaurane

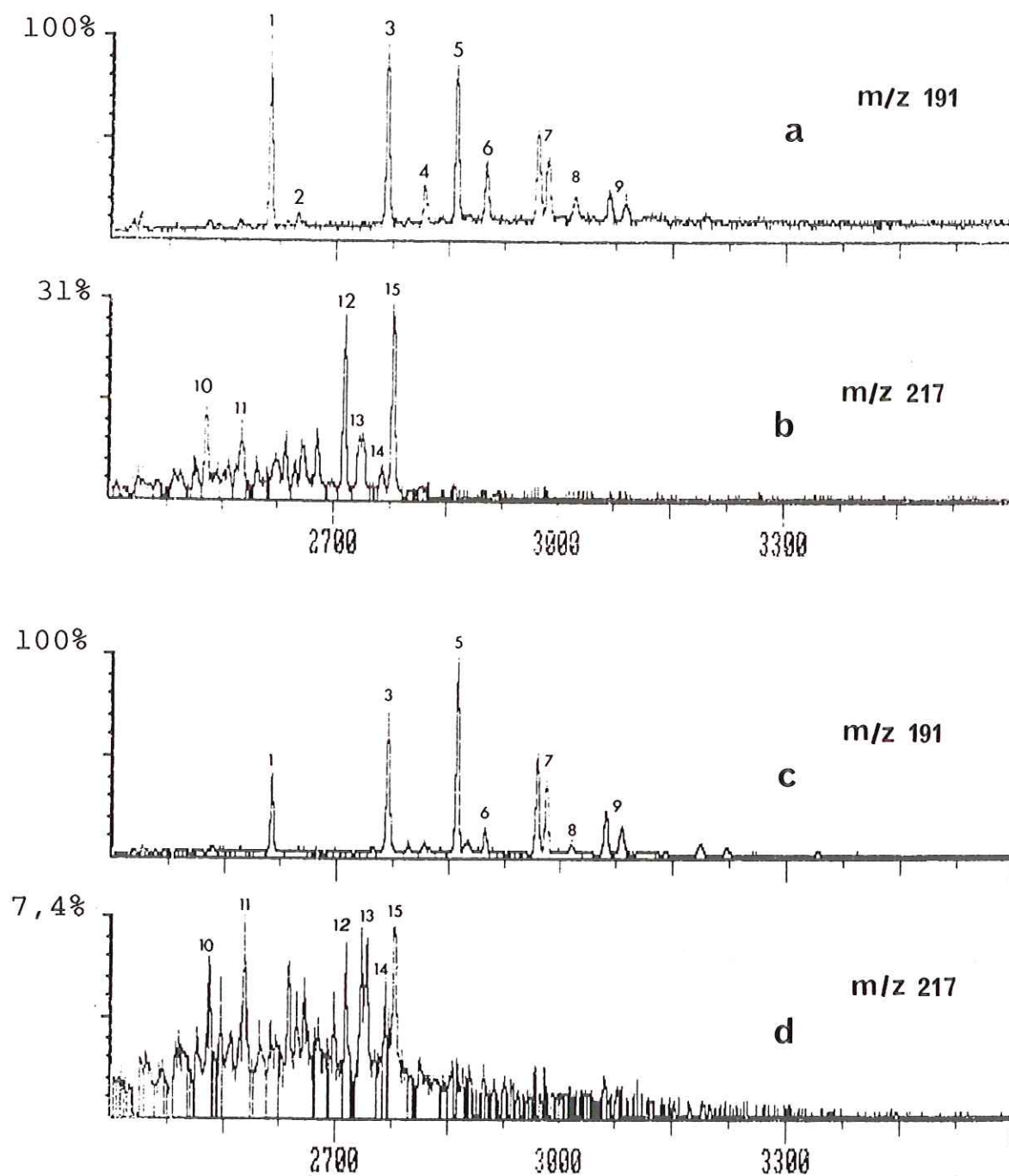


Fig.24- Proportion des stérane (b,d) par rapport aux hopane (a,c) dans les échantillons d'Anou-Ararène (a et b) et de Sékiret (c et d).

- 10- 24-Ethyl-13 β ,17 α diacholestane (20S)
- 11- 24-Ethyl-13 β ,17 α diacholestane (20R)
- 12- 24-Ethyl-14 α ,17 α diacholestane (20S)
- 13- 24-Ethyl-14 β ,17 β diacholestane (20R)
- 14- 24-Ethyl-14 β ,17 β diacholestane (20S)
- 15- 24-Ethyl-14 α ,17 α diacholestane (20R)

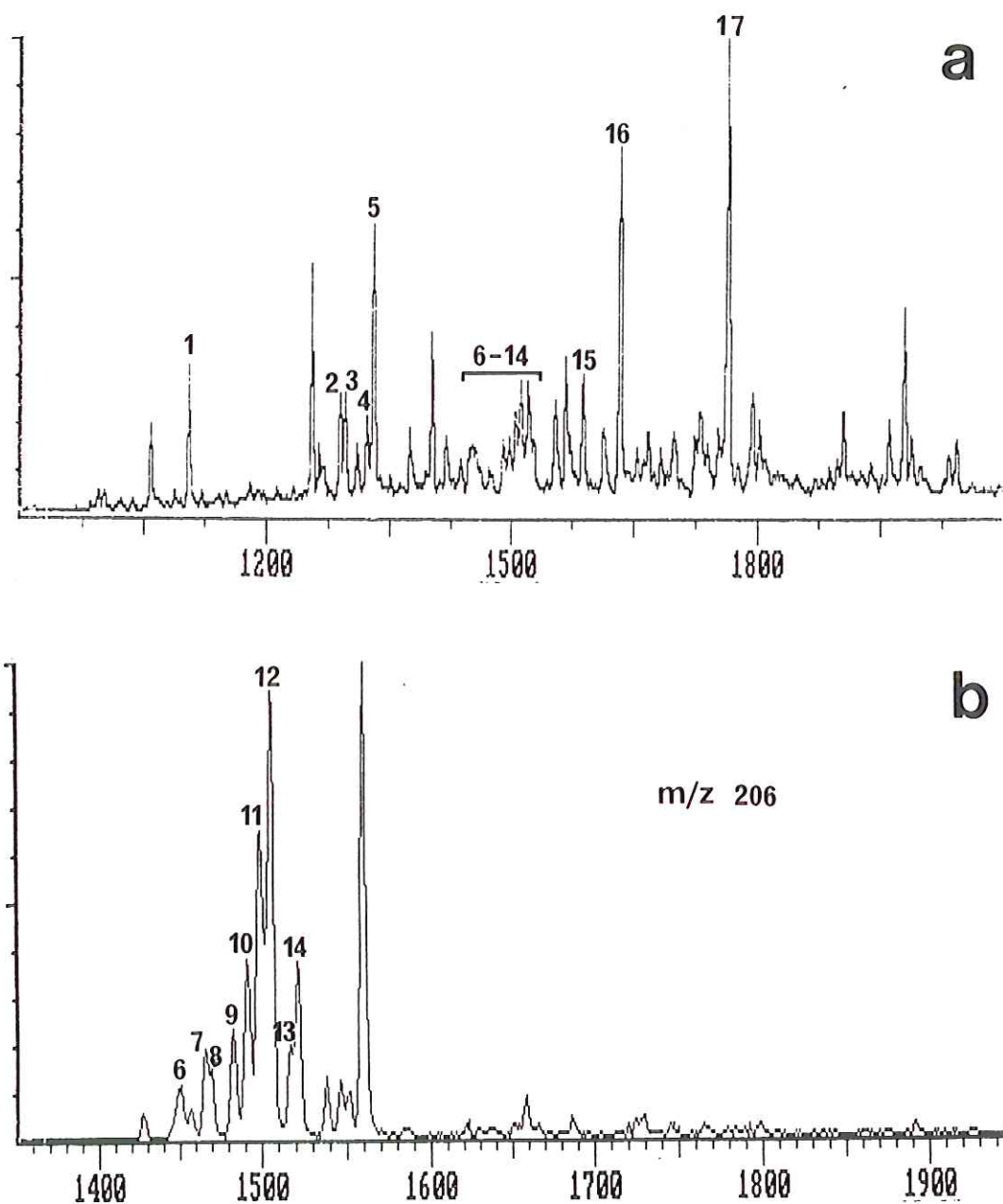


Fig.25- Nature des hydrocarbures aromatiques des échantillons d'Anou-Ararène (voir tableau 8).

a- courant ionique total

b- Chromatogramme d'ion m/z 206 montrant la composition du groupe des Diméthylphénanthrènes.

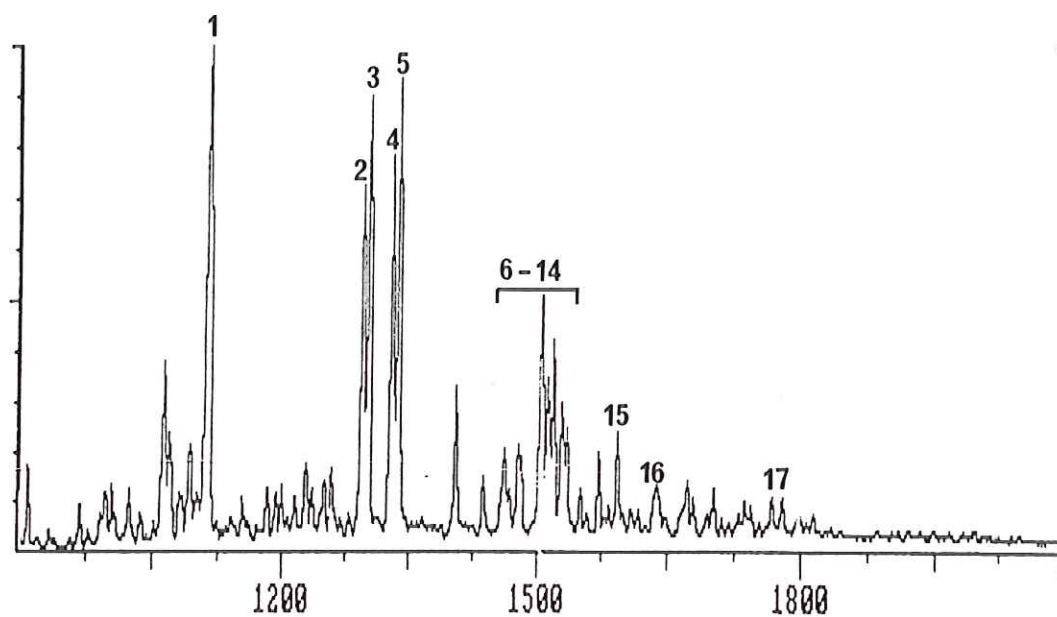
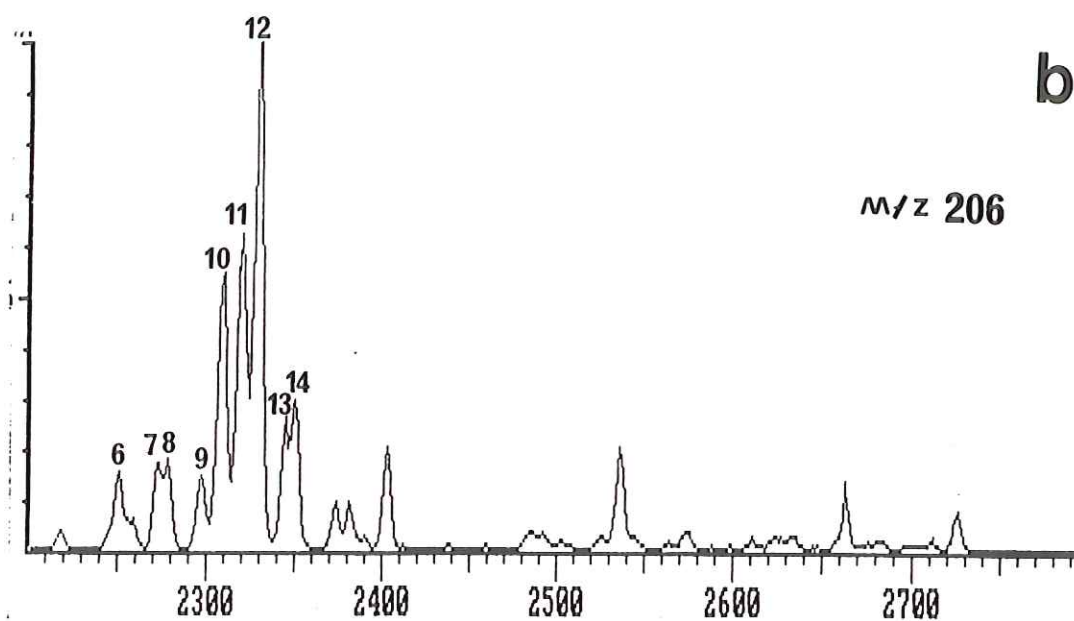
a**b**

Fig.26- Nature des hydrocarbures aromatiques des échantillons de Sékiret (voir tableau 7).

a- courant ionique total

b- Chromatogramme d'ion m/z 206 montrant la composition du groupe des Diméthylphénanthrènes.

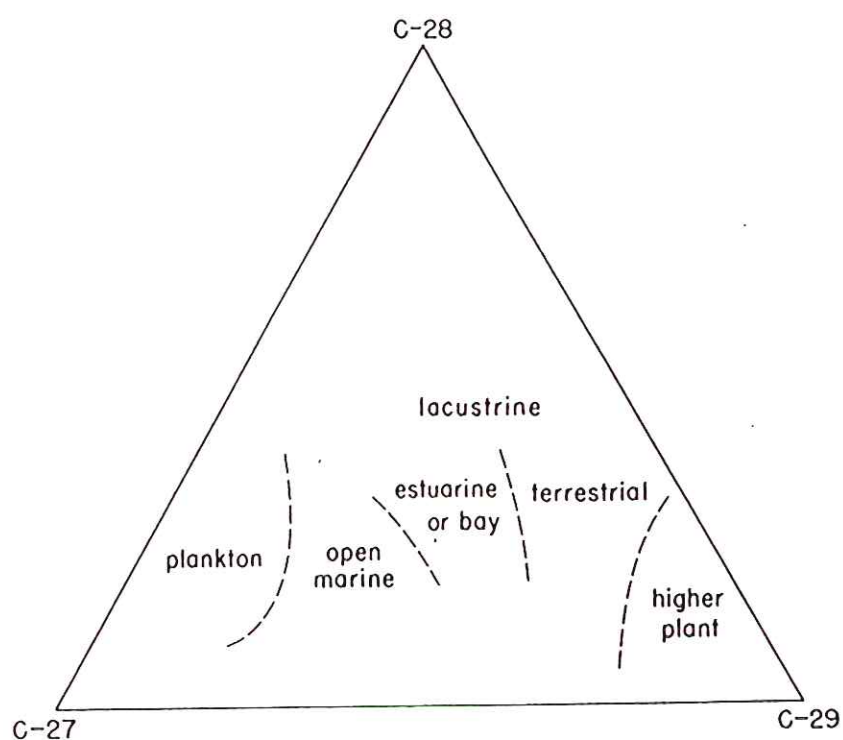


Fig.27- Diagramme C27-C28-C29 stéranes mettant en relation la composition en stéroïdes et l'environnement de dépôt des matériaux organiques (d'après Huang et Meinschein, 1979).

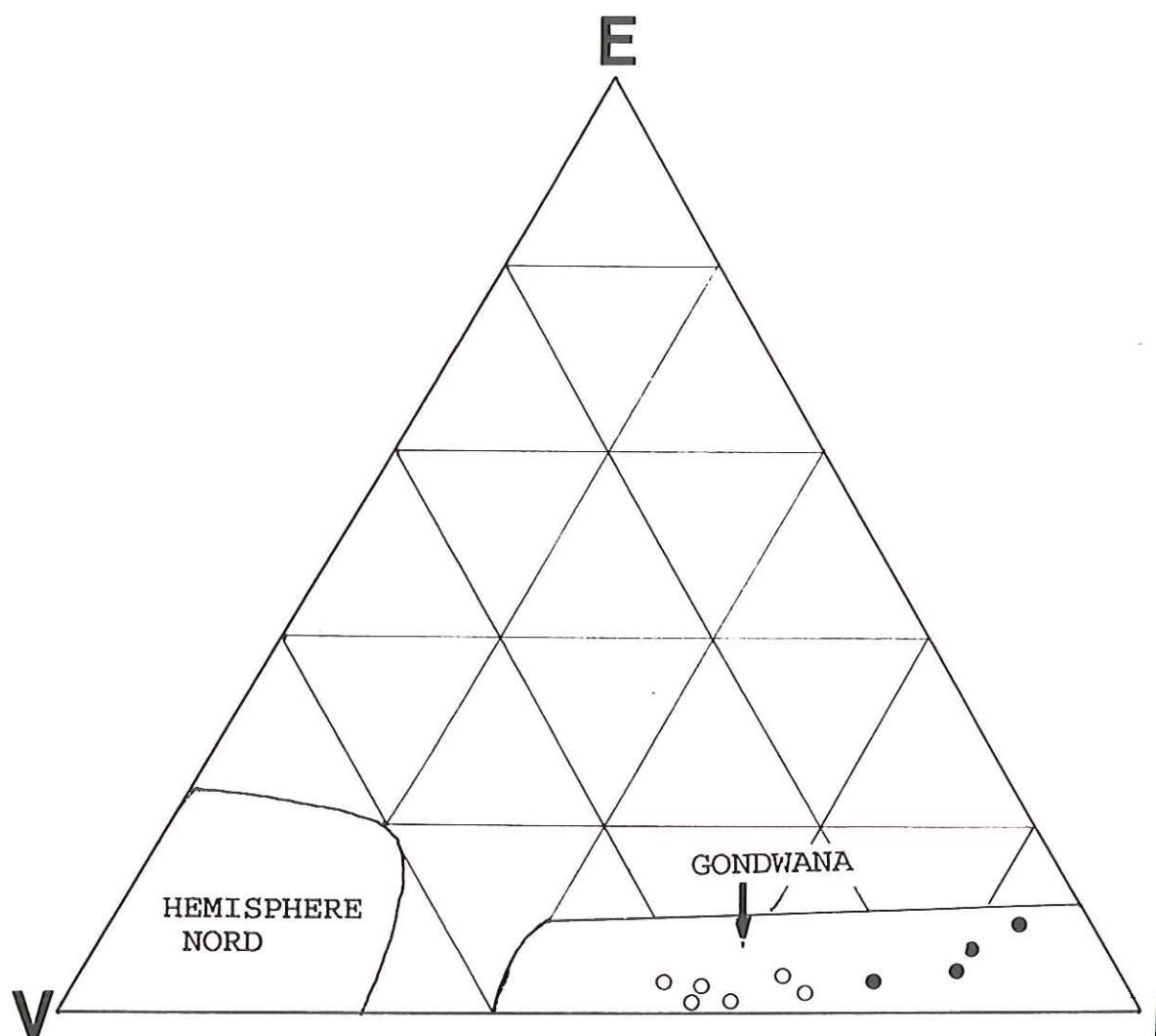


Fig.28- Diagramme triangulaire [Vitritinite-Exinite-Inertinite] montrant la position des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret par rapport aux aires correspondant aux charbons du Gondwana et ceux de l'hémisphère Nord.

- Anou-Ararène
- Sékiret

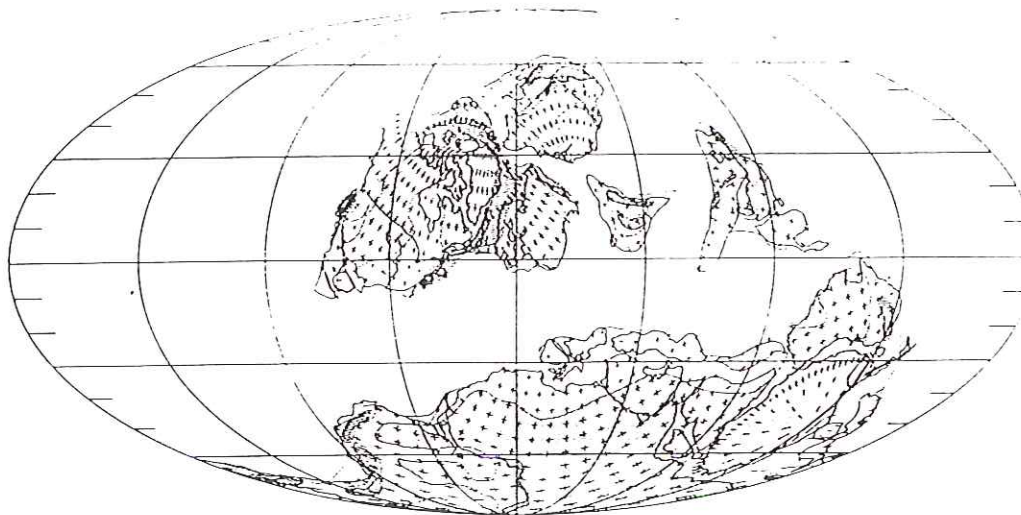
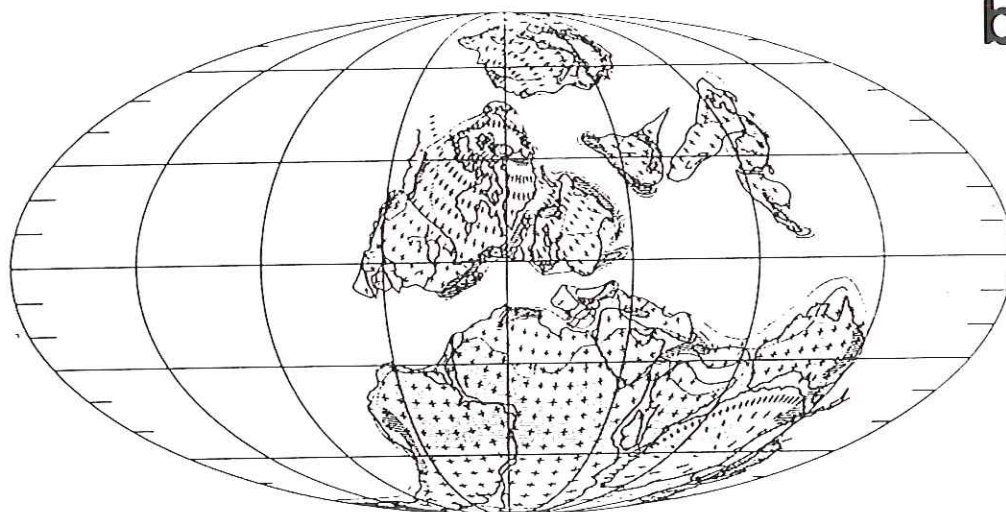
a**b**

Fig.29- Position du continent africain au Paléozoïque (d'après Scotese et al., 1979).

a- Dévonien

b- Viséen

Chapitre IV:

DIFFERENCE ENTRE DIVERS
INDICATEURS ORGANIQUES DE
MATURITE DANS LES SERIES
CHARBONIFERES AFFECTEES PAR
UN EVENEMENT THERMIQUE
ANORMAL.

I - INTRODUCTION

Le géochimiste organicien dispose d'un éventail de paramètres qui lui permet d'évaluer le degré d'altération diagénétique atteint par les matériaux organiques sédimentaires (Héroux et al., 1979 ; Tissot et Welte, 1984 ; Oudin, 1984 ; Bustin et al., 1985). Ces indications reposent sur diverses sources d'information, depuis d'importants changements chimiques ou structuraux jusqu'aux transformations de molécules simples. Ces différents paramètres sont fréquemment confrontés à la réflectance de la vitrinite, qui est l'un des plus anciens indices de maturité (Dow, 1977 ; Bostick, 1979 ; Teichmüller et Teichmüller, 1981 ; Alpern, 1987). Contrairement à la plupart des autres indicateurs de maturité, la réflectance de la vitrinite présente également l'avantage d'être parfaitement quantifiée par des valeurs numériques et d'enregistrer des variations durant toute l'histoire diagénétique, depuis son tout début (c'est à dire le stade tourbe-humique : (Dow, 1977 ; Teichmüller et Teichmüller, 1981 ; Alpern, 1987). Grâce à sa sensibilité, la réflectance de la vitrinite est en mesure d'enregistrer les variations du régime thermique d'intensité trop faible pour permettre le développement de réactions très fortement dépendantes de la température telle que celle du craquage, ainsi que de nombreuses réactions d'isomérisation/épimérisation de molécules d'hydrocarbures.

La présente étude en est un exemple, elle représente l'analyse d'un échantillonnage de couches de charbons visées situées en deux endroits distants de 50 km et à des profondeurs différentes (0 et 400 m). Les valeurs du paramètre Tmax, les distributions des hopanes, les rapports de transformation de stéranes, révèlent une simple diagenèse d'enfouissement local. Au regard de ces données la réflectance de la vitrinite et les rapports H/C sont respectivement anormalement élevés et faibles, et varient

très rapidement avec la profondeur et à un degré comparable dans les deux sites.

II - SITUATION GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE

La zone d'étude est située dans le bassin de Tim Mersoï, partie NE de l'important bassin d'Iullemeden (tiers ouest de la République du Niger), où les formations paléozoïque et mésozoïque sont à l'affleurement (fig. 2).

Le bassin de Tim Mersoï s'étend sur 114000 km² et est limité (fig.2), au Nord par les formations synclinales de Tin Séririne ; à l'Est par le Massif de l'Aïr (appendice sud du grand massif du Hoggar) ; à l'Ouest par le horst d'In Guezzan ; au Sud par la falaise du Tiggedi (limite nord des formations cénozoïques du bassin d'Iullemeden).

Les séries sédimentaires se composent en alternance de conglomérats, de grès et de niveaux argileux. Elles commencent avec le Viséen supérieur comprenant les conglomérats du Teragh, recouverts par les argilites du Talak. Dans la région de Tefereyre, au Sud du bassin, le dépôt de la formation du Talak dans un environnement lacustre et/ou laguno-lacustre, favorise le développement de niveaux charbonneux (fig. 30).

Les échantillons ont été prélevés dans quatre couches de charbon d'âge viséen, insérées entre des argiles, en deux endroits différents (fig. 30) : (1) dans la mine à ciel ouvert d'Anou-Ararène, près de la bordure est du bassin et (2) à une distance de 50 km au Nord-Ouest, dans la zone de Sékiret, un sondage carotté recoupe les couches charbonneuses à une profondeur de 400 m. L'intervalle d'échantillonnage est d'environ 15 m dans la mine et de 10 m environ dans le sondage de Sékiret.

Dans le Nord du bassin, dans le district d'Arlit-Akouta, la minéralisation U-Mo, s'opère dans des grès du

Viséen plus récent (formations du Guézouman et du Tarat, fig. 2).

III - ETUDES EXPERIMENTALES

La pyrolyse Rock-Eval et la détermination du COT ont été réalisées, dans des conditions standard, au moyen d'un Oil Show Analyser Delsi Instruments (Espitalié et al., 1985).

Les analyses élémentaires ont été effectuées sur des échantillons déminéralisés (HCl/HF) au CNRS- Service Central d'Analyse (Vernaison, France).

L'extraction des bitumes s'est faite par la méthode classique, à partir d'échantillons en poudre (broyés), avec CHCl_3 , dans un Soxhlet, et désoufrés sur un amalgame Cu/Zn. Désasphaltés (n-heptane), les produits saturés et aromatiques sont ensuite séparés des résines par chromatographie mini colonne sur du Florisil (60-100 mesh), par élution successive avec du n-heptane, puis avec un mélange n-heptane-toluène (2:1).

Les spectres de chromatographie en phase gazeuse des hydrocarbures saturés ont été obtenus au moyen d'un chromatographe DI 700-Delsi Instruments, équipé d'une colonne capillaire Chrompack CP SIL 8CB (diamètre intérieur : 0,22 mm, longueur : 50 m). Après une injection "split-spitless" à 60°C (1 mn), la température du four est d'abord portée à 100°C à raison de 30°C/mn, puis à 290°C à raison de 3°C/mn et maintenue à cette température jusqu'à élution complète. L'hélium est utilisé comme gaz porteur.

Les analyses CG-SM sont réalisées par l'intermédiaire d'un chromatographe en phase gazeuse Varian 300 équipé d'une colonne capillaire CP Sil 5CB (25 m), connecté à un Ion Trap ITD800-Finnigan Mat, par une interface capillaire de 2 m chauffée à 250°C. Les analyses chromatographiques sont effectuées dans les mêmes conditions que celles qui sont décrites précédemment. Les conditions opératoires de l'ion

Trap sont les suivantes : 220°C ; énergie des électrons : 80 eV ; domaine de balayage : 50-450 amu ; 1s/balayage.

Les études de pétrologie ont été réalisées sur un microscope Leitz MPV III. Le lecteur se reportera à Martinez et al. (1987) pour obtenir les détails relatifs à l'appareillage et à la procédure utilisée pour les examens microfluorimétriques et à Pradier et al. (1990) pour les considérations fondamentales.

IV - RESULTATS

La présentation qui suit est axée sur les données qui permettent d'évaluer la maturité. La discussion concerne plutôt les échantillons de Sékiret bien localisés dans le sondage que ceux d'Anou-Ararène, prélevés dans différents chantiers miniers.

IV-1- Données géochimiques

Comme on pouvait s'y attendre, la plupart des échantillons présentent une forte teneur en carbone et également une faible teneur en cendres (tableau 9). Les échantillons des niveaux argileux intercalés entre les couches de charbons présentent des caractéristiques opposées (par ex. : éch. HAN14, HSI17, tableau 9).

Les distributions de n-alcanes s'étendent au-delà de C30 et présentent généralement un mode en C23 dans la mine (fig. 31a, HAN23) et en C18-C19 dans le sondage (fig. 31b, HSI24). Les échantillons de la mine sont caractérisés par une prédominance marquée impaire/paire dans le domaine C23-C31. Les rapports pristane/phytane sont toujours supérieurs à 1.

La pyrolyse Rock-Eval des échantillons de Sékiret et d'Anou-Ararène fournit respectivement les valeurs de Tmax comprises entre 440-450°C et 430-440°C (tableau 9). Dans les

deux sites, un faible accroissement des valeurs de T_{max} avec la profondeur est envisageable mais difficile à attester compte tenu de la dispersion des données due aux erreurs analytiques et/ou aux facteurs naturels (tableau 9, fig. 32a et 32b).

Les rapports atomiques O/C (tableau 9) relevés dans le sondage sont à peine supérieurs à ceux de la mine (0,08 at contre 0,06 at), tandis que les rapports H/C - qui sont du même ordre de grandeur pour les deux séries d'échantillons - diminuent de façon significative avec la profondeur (tableau 9, fig. 33a et 33b).

Les distributions de triterpanes pentacycliques s'étendent, dans les 2 sites, de C27 à C32 et sont généralement et classiquement dominées par le hopane régulier en C30 (fig. 34, tableau 10). Ses homologues supérieurs, jusqu'à C35 sont aussi présents, mais en quantités faibles et décroissantes avec l'augmentation du poids moléculaire. On observe également une série de $17\beta(H)$, $21\alpha(H)$ -hopanes (morétanes) dans les échantillons des 2 sites. La distribution de ces composés est apparemment très comparable à celle de leur isomères α, β ; cependant, leurs quantités étant plus faibles, ils ne peuvent être détectés que dans les domaines C27-C32 à Anou-Ararène et C29-C31 à Sékiret. Aucune trace du $18\alpha(H)$ -22,29,30 trisnornéohopane n'a été observée.

Les variations, en fonction de la profondeur, des proportions des divers α, β -hopanes dans leur ensemble, de C27 à C32, sont représentées sur la figure 35 pour les échantillons de Sékiret. Les données sur les composés en C27, C30 et C32 s'écartent peu de leur moyenne individuelle et n'affichent aucune tendance verticale évidente. Le nor et le homohopane (R+S) permettent d'observer des variations plus évidentes. Du reste, les quantités de ces deux composés semblent respectivement croître et décroître au fur et à mesure que la profondeur augmente. La dispersion trop

importante de ces données correspondantes d'Anou-Ararène empêche d'effectuer une observation décisive supplémentaire.

Les terpanes tétracycliques sont habituellement présents à des niveaux de concentrations relativement faibles, en particulier dans le sondage. Les distributions de ces composés sont dominées par les éthylcholestanes et diacholestanes (fig. 36, tab. 10). Dans la mine les 20R et 20S 24-éthyl-5 α (H) 14 α (H), 17 α (H) cholestanes sont plus abondants que les 24-éthyl-5 α (H), 14 β (H), 17 β (H) cholestane (20R et 20S), les épimères R étant légèrement moins abondants que les S. A l'inverse, les isomères 14 β (H), 17 β (H) l'emportent sur les composés 14 α (H), 17 α (H), dans tous les échantillons de Sékiret. Dans les 2 sites les proportions de la forme 14 β (H), 17 β (H) (20R+20S) augmentent en même temps que la profondeur, au regard du 14 α (H), 17 α (H) (20R+20S) (fig. 37a et 37b).

VI-2- Observations pétrographiques

Les données concernant la réflectance de la vitrinite des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret sont présentées dans le tableau 9 et à la figure 38. Elles montrent que le paramètre mesuré croît rapidement et exponentiellement avec la profondeur. En réalité, à Sékiret les valeurs de 0,60 et 1,41 ont été déterminées respectivement dans les niveaux d'échantillonnage le plus haut et le plus bas, distants de 37 m seulement. Des observations semblables valent pour la mine puisque les valeurs de la réflectance de la vitrinite de 0,60 et 1,40 ont été enregistrées respectivement au niveau le plus élevé et au sommet de la couche la plus profonde (la partie la plus basse de cette dernière n'étant pas accessible dans la mine). Une distance estimée à environ 15 m sépare ces échantillons d'affleurement pris dans différents chantiers miniers.

Des études sous lumière UV ont été réalisées sur 4 échantillons de Sékiret. Des résultats plus détaillés seront présentés dans une publication suivante (Martinez et al., en préparation). Avec l'accroissement de la profondeur et la réflectance de la vitrinite, les observations suivantes ont pu être effectuées (PLANCHE I) :

- Le premier échantillon ($R_v = 0,61 \%$) montre des particules d'exinite fortement fluorescentes (spores et cuticules ; $Q_c = 3,84$; $F = 2,20$) dans une matrice de vitrinite qui est aussi fluorescente.

- Dans le second échantillon ($R_v = 0,80 \%$) la fluorescence de l'exinite a faibli en intensité ($F = 1,47$) et s'est décalée vers le rouge ($Q_F = 4,56$). La présence d'huile (bituminite) est mise en évidence par sa propre fluorescence comme une imprégnation dans la semifusinite et près de la bordure des particules d'exinite.

- Dans le troisième échantillon ($R_v = 1,07 \%$) la vitrinite n'expose pas plus de fluorescence. La fluorescence de l'exinite continue de décroître en intensité ($F = 1,14$) et elle "a viré" au bleu ($Q_F = 3,72$). L'exinite est maintenant complètement imprégnée d'huile (Martinez et al., 1988). L'échantillon contient des pyrobitumes présentant de nombreuses et grandes vacuoles de dévolatilisation : la fluorescence de la semifusinite révèle son imprégnation par les bitumes.

- Dans le dernier échantillon ($R_v = 1,41 \%$) la fluorescence de la vitrinite continue à décroître ($F = 0,87$) et s'est de nouveau décalée vers le rouge ($Q_F = 4,88$), c'est probablement le résultat de l'expulsion d'huile (Martinez et Connan, 1990). Les pyrobitumes sont comparables à ceux observés dans le précédent échantillon. De tels produits avaient été précédemment observés dans des échantillons de la mine (Harouna, 1987).

IV - DISCUSSION

Les valeurs de T_{max} entre $430 - 440^{\circ}C$, fournies par la pyrolyse Rock-Eval, montrent que les échantillons de la mine

ont atteint le début de la fenêtre à huile (Espitalié et al., 1985). La maturité, légèrement supérieure, des échantillons de Sékiret indiquée par les valeurs de T_{max} situées en 440 et 450°C, semble bien correspondre à leur plus grande profondeur d'enfouissement (actuellement 400 m). Cette interprétation est seulement en partie confirmée par l'analyse élémentaire. Comme on peut s'y attendre pour les charbons matures (Durand et Morin, 1980), les rapports atomiques O/C, toujours très faibles ($< 0,1$), sont légèrement supérieurs pour la mine (0,08) que pour le sondage plus profond ($\geq 0,06$). A l'inverse, les valeurs du rapport H/C qui sont du même ordre de grandeur pour les deux séries d'échantillons ne reflètent pas leur différence d'enfouissement. Cependant, dans les deux cas les rapports H/C décroissent rapidement avec la profondeur (fig. 33a et 33b), très probablement comme un résultat de la maturité croissante non décelée, ou seulement de façon obscure, comme le décrivent les valeurs de T_{max} .

L'absence totale des hopanes $17\beta(H)$, $21\beta(H)$ et les proportions des épimères des homohopanes 22R et 22S, dans le rapport 60/40, indiquent seulement que tous les échantillons de ces deux zones d'étude ont passé le stade de la diagenèse (Ensminger et al., 1974 ; Mackenzie et al., 1980). La conversion d'une grande partie des morétanes en leurs homologues hopanes plus stables (Seifert et Moldowan, 1980) en même temps que l'avancement des réactions de craquage et l'augmentation de la maturité (de préférence aux dépens des termes les plus lourds), pouvaient expliquer les grandes différences de composition des terpanes observées entre Sékiret et Anou-Ararène (fig. 34 et 36, tab. 10). Ces deux processus ne devenant significativement effectifs qu'à partir de l'important stade de génération d'huile, l'interprétation précédente confirme à la fois, les évaluations intrinsèque et relative de maturité données par T_{max} , pour les deux séries d'échantillons étudiées. La corrélation entre les hopanes et morétanes et/ou leur évolution thermique parallèle, est notablement prouvée par

les variations comparables des proportions des composés en C29 sur la somme respective de ces deux familles de composés, mises en évidence à Anou-Ararène (fig.39).

La diminution de l'augmentation de ces quantités de norhopanes 17 α , 21 β (H) et la diminution correspondante des proportions du homohopane 17 α ,17 β (R+S) observée à Sékiret (fig. 35), peuvent provenir de l'avancement du processus de craquage avec la profondeur, conduisant à la production d'un composé plus léger à partir d'un composé plus lourd, par rupture de la chaîne latérale entre les carbones 22 et 30. Ce mécanisme diffère de ceux qui ont été précédemment proposés par Seifert et Moldowan (1978) et Volkman et al. (1983) pour expliquer les variations des distributions des hopanes en fonction de l'accroissement de la contrainte thermique. Cependant cette nouvelle interprétation est affaiblie par le nombre limité de données disponibles et l'absence d'évolution claire des proportions du bishomohopane (normalement appelé à décroître parallèlement à son plus bas homologue). Ainsi, cette proposition est une hypothèse alternative et ne sera plus discutée plus loin.

L'estimation de la maturité fournie par les quantités relatives des isomères 14 β (H),17 β (H), dans l'ensemble des éthylstéranes non-réarrangés, respectivement plus faible et plus grand que 1 pour la mine et le sondage, est en parfait accord avec les informations fournies par les valeurs de Tmax. Le faible accroissement de ces deux paramètres en fonction de la profondeur, observé dans les deux sites étudiés, semble aussi compatible avec une évolution diagénétique normale. Les rapports des stéranes 20R/20S n'apportent aucune "ligne directrice" claire, ce peut être en partie dû aux erreurs expérimentales importantes qui résultent de la faible abondance des composés considérés et aussi à la faible dépendance de la température de la réaction d'épimérisation correspondante, comparée à l'isomérisation des 14 α ,17 α , 14 β ,17 β (Mackenzie et al., 1980).

En résumé, les valeurs de Tmax, les distributions des hopanes et les rapports de transformation des stéranes donnent des indications concordantes sur les degrés intrinsèque et relatif de l'altération thermique atteinte par ces deux séries d'échantillons analysés. Cette information semble être en accord avec la diagenèse d'enfouissement de la formation étudiée, dans les deux sites considérés. Le seul point discutable mis en évidence par ces données géochimiques concerne le gradient de maturité qui peut être excessivement fort pour le faible intervalle stratigraphique étudié. Cependant il est difficile de l'évaluer sur une échelle aussi réduite.

Les données de la réflectance de la vitrinite sont en désaccord avec les résultats précédents, tout d'abord par des valeurs identiques ($R_v < 0,06 \%$) trouvées dans les échantillons prélevés au sommet des deux sites, en dépit de leur enfouissement différent, et ensuite par leur accroissement rapide avec la profondeur, conduisant à des valeurs aussi élevées que $1,40 \%$ juste quelques dix mètres plus bas (fig. 38). De telles variations se rencontrent habituellement le long d'un intervalle de profondeur s'étalant sur $1,5 \text{ km}$ environ (Dow, 1977; Espitalié et al., 1985). Ces observations valent aussi pour les rapports H/C qui varient dans une très large gamme ($0,90-0,80$ à $0,55$) et d'une manière comparable avec la profondeur, dans les deux sites (fig. 33a et 33b). L'accord entre les rapports H/C et les mesures de la réflectance de la vitrinite trouvé pour les échantillons de la mine et du sondage, est relaté sur la figure 40, où ces résultats peuvent être comparés aux données correspondantes d'études précédentes sur d'épaisses séries charbonneuses : bassin de Douala, Cameroun (Durand et Espitalié, 1976), charbons westphaliens de la Rhur, Allemagne (Littke et al., 1989).

Les observations microfluorimétriques confirment et complètent ces résultats. En fait, à $R_v > 1 \%$, les

modifications des propriétés en fluorescence de la vitrinite et des spores, marquées par une diminution progressive en intensité et un décalage vers le rouge, sont simplement attribuables à une maturité croissante (Van Gizel, 1979 ; Teichmüller et al., 1982 ; Teichmüller et Durand, 1983 ; Ottengann et al., 1985). Dans les échantillons les plus profonds et plus matures ($R_v > 1 \%$) la présence de pyrobitumes montre clairement la génération d'huile et son expulsion (Lewan, 1987 ; Talukdar et al., 1987). Puis la diminution de l'intensité de la fluorescence et le décalage vers le rouge révélé également par les spores, sont provoqués par l'expulsion progressive de l'huile fluorescente bleue vers la périphérie de ces organoclastes (Pradier et al., 1988 ; Martinez et al., 1988). Ces observations indiquent une entrée brutale dans la fenêtre à huile, elle est normalement très progressive pour les matériels organiques de type III (Tissot et Welte, 1984). Le phénomène de production d'huile, d'expulsion et de migration est aussi démontré par la présence d'hydrocarbures qui remplissent les fissures et les vides dans plusieurs échantillons de la mine et du sondage. De telles caractéristiques, habituellement corroborées par une forte teneur en hydrocarbure des échantillons correspondants (ex. HSI24 et HSI17 ; tab. 9) peuvent aussi expliquer les quelques valeurs anormales trouvées pour quelques-uns des paramètres mesurés (ex. : rapports d'éthylcholestanes $14\alpha, 17\beta/14\beta, 17\beta$, pour les échantillons HAN18 et HAN17 ; fig. 37a).

Les observations ci-dessus relatées peuvent s'expliquer par l'avènement d'un événement thermique anormal ou par l'oxydation (Van Krevelen, 1981). Les faibles rapports O/C et l'absence de toute marque d'altération oxydante des particules organiques (isotropie de la vitrinite mature ; Van Krevelen 1981) permettent d'écarter la seconde hypothèse. A l'inverse, la première explication est pleinement supportée par les rapports H/C et les observations pétrographiques, particulièrement par la

présence, dans les pyrobitumes contenus dans les échantillons les plus matures ($R_v > 1 \%$) de vacuoles de dévolatilisation ordinairement observées lorsque la maturation a été provoquée sous des conditions de chauffage énergiques, comme en laboratoire (Garcia Gomez, 1982).

L'extension régionale du phénomène thermique anormal invoqué est prouvée par le fait qu'il a affecté les deux sites étudiés, situés à 50 km l'un de l'autre. Anou-Ararène et Sékiret sont eux-mêmes respectivement situés à une distance de 42 et 33 km de l'importante faille flexure NS d'Arlit, à l'Ouest (fig. 4). Dans la même direction, mais à une moindre distance de la faille et à environ 120 à 150 km plus au Nord, s'étend le district minier d'Arlit Akouta où la minéralisation U-Mo est portée par des roches viséennes. Des travaux récents (Forbes, 1989 ; Forbes et al., 1988) mettent en évidence que les fluides hydrothermaux ont participé à la genèse du dépôt d'Akouta. En accord avec les données des inclusions fluides, les solutions responsables du dépôt de minerai ont les caractéristiques suivantes : 85-175°C ; NaCl eq 8,22 %. La décroissance des températures d'homogénéisation de l'Ouest à l'Est indique la direction de circulation des fluides et révèle leur refroidissement progressif avec l'augmentation de leur distance de migration. En se référant à cet(s) auteur(s) la faille d'Arlit joue un rôle majeur dans la genèse de minerai, en mettant en contact les grès oxydés et les arkoses de la formation permienne d'Izegouandan avec les grès viséens réducteurs du Guézouman. En fait les métaux minéralisés étaient probablement lessivés à partir de la première formation pour être précipités dans la suivante. Ces événements sont présumés avoir eu lieu il y a 144 ± 15 M. d'années.

Ces fluides - ou ceux correspondant à l'un ou à l'autre des événements hydrothermaux mis aussi en évidence par Forbes (1989)-peuvent avoir provoqué l'évolution anormale de la réflectance de la vitrinite observée dans les deux sites

étudiés. Après avoir traversé la faille d'Arlit durant leur migration vers l'Est, les solutions peuvent avoir été canalisées dans les grès conglomératiques poreux du Taragh séparant le socle des plus profondes couches de charbon viséen analysées. Cette explication est en accord avec la décroissance rapide des valeurs de la réflectance de la vitrinite.

Une situation comparable a été précédemment rencontrée dans l'environnement du dépôt Zn-Pb de Trèves, dans le Bassin des Causses (France ; Gauthier, 1984). Dans ce cas-là, les circulations des fluides hydrothermaux dans les roches porteuses du Liassique, provoquées par l'évolution parallèle de deux populations de vitrinite (autochtone et remaniée) et d'inertinite (Gauthier, 1984). Des valeurs aussi importantes que 0,90 qui ont été enregistrées pour la vitrinite autochtone (Gauthier et al., 1985a) ne sont pas en accord avec l'histoire de la diagenèse d'enfouissement local (700 m), les valeurs de Tmax (430°C) et les distributions des n-alkanes (Gauthier et al., 1985b ; Disnar et al., 1986).

L'écart entre les indications de la maturité donnée respectivement par les divers paramètres comparés provient certainement des différences existant dans les cinétiques des transformations desquelles elles dépendent. L'accord entre la réflectance de la vitrinite et les rapports H/C est cohérent avec le fait que la réflectance d'un matériel donné est directement relié à sa composition chimique (Burnham et Sweeney, 1980). Ainsi, avec une maturité constante, l'évolution de la réflectance de la vitrinite résulte principalement et successivement de l'eau et de l'élimination du dioxyde de carbone, suivie par la production d'hydrocarbures (Burnham et Sweeney, 1989). Les moindres valeurs d'énergie d'activation requises pour ce dernier processus que pour les transformations de biomarqueurs (Mackenzie et McKenzie, 1983 ; Susuki, 1984 ; Rullkötter et Marzi, 1988) peuvent facilement expliquer

l'écart observé entre les mesures de la réflectance (et les données H:C) et les rapports moléculaires. La raison pour laquelle le paramètre Tmax ne semble pas enregistrer l'événement hydrothermal est plus discutable. Il est bien connu que le paramètre S₂ de la pyrolyse Rock-Eval sur lequel est basée la mesure de ce paramètre est issu du craquage successif de plus en plus d'entités d'hydrocarbures thermiquement résistantes (Disnar, 1986 ; Ungerer et al., références incluses). Dans de telles conditions il est possible que la température des fluides chauds soit trop faible pour provoquer la rupture des liaisons les plus stables, n'ayant ainsi que peu ou pas de conséquence sur le paramètre Tmax. Une autre explication, plus simple, avait toujours été proposée dans une précédente situation comparable mentionnée ci-dessus (Gauthier et al., 1985a, 1985b ; Disnar et al., 1986). Elle est basée sur le principe que l'événement thermique anormal s'est produit relativement tôt durant l'histoire d'enfouissement des séries charbonneuses. Dans un tel cas les bitumes produits durant cet événement devaient avoir subi diverses réactions de polycondensation au cours des phases subséquentes d'enfouissement et devaient être actuellement - du moins en partie - responsables des pics S₂ enregistrés et des valeurs de Tmax correspondantes.

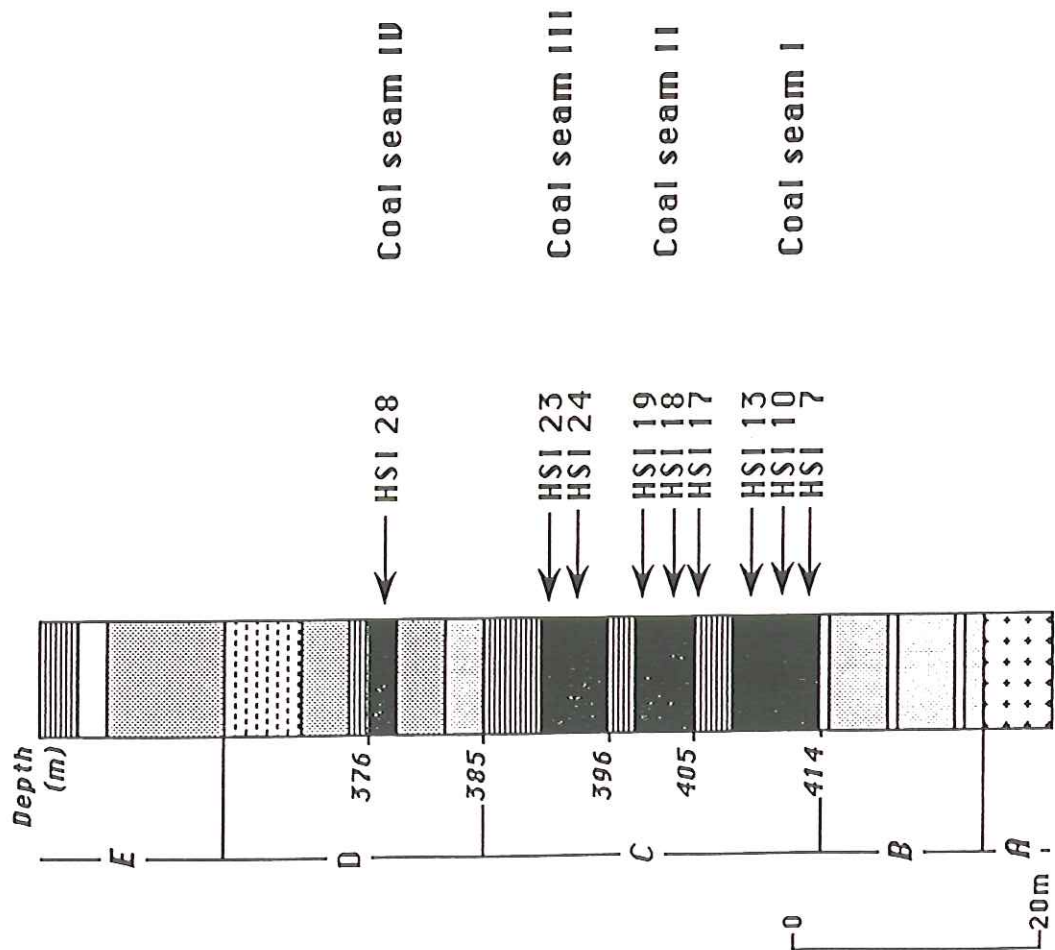
Cette interprétation est aussi confirmée par l'observation suivante : les pyrobitumes trouvés dans le district Zn-Pb des Malines (Gard, France) qui ont sans aucun doute été transportés par des fluides hydrothermaux, responsables de la précipitation de baryte associée, à environ 300°C (Ramboz et Charef, 1988), fournissent de faibles valeurs de Tmax (< 430°C), reflétant seulement la diagenèse d'enfouissement subséquente (Disnar et Defoix, 1991). Quoi qu'il en soit, une meilleure connaissance des cinétiques d'évolution des divers paramètres de maturité considérés est nécessaire pour obtenir une plus grande compréhension de ce phénomène mis en évidence dans ce travail.

V - CONCLUSIONS

Les résultats de la présente étude illustrent bien le fait bien connu que l'estimation de la maturité thermique ne peut être acquise que par la mesure d'un seul paramètre. Comme on le montre dans le cas présent - et d'une façon schématique - la réflectance de la vitrinite et les rapports H/C enregistrent l'événement hydrothermal tandis que les valeurs du paramètre Tmax et les rapports de transformation des hopanes et stéranes sont en accord avec une diagenèse d'enfouissement.

Le choix des divers indicateurs à comparer doit être guidé principalement par des considérations de cinétique. Un domaine aussi large que possible des énergies d'activation (et des facteurs d'Arrhénius) devant être couvert pour accéder à la détermination de la maturité, et probablement, pour obtenir une meilleure connaissance de l'histoire thermique des séries perturbées.

SEKIRET CORE



ANOU-ARAREN MINE

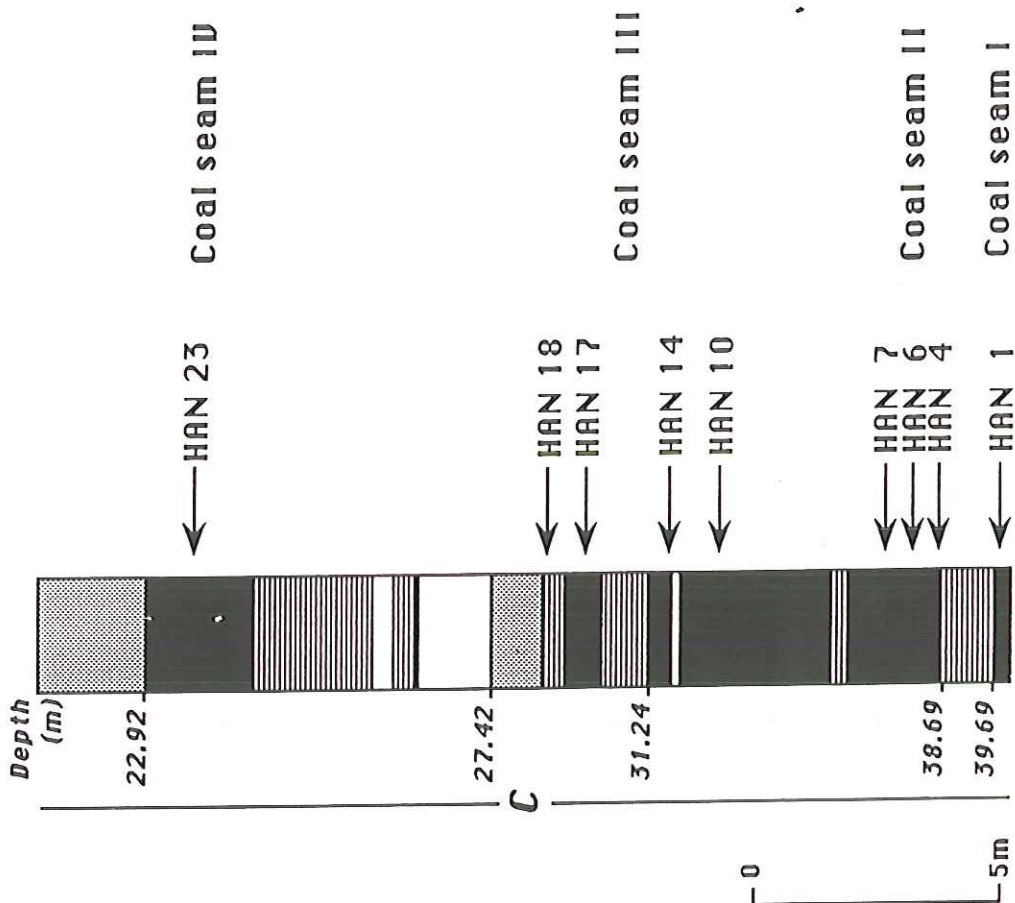


Fig.30 - Stratigraphie simplifiée des sites étudiés, avec localisation des échantillons analysés.

Echant.	Prof. (m)	Tmax (°C)	Rv (%)	T.O.C (%)	Cendres (%)	H/C at.	O/C at.	N/C at.	S/C at.	Extraits (mg/gc)	Sat (%)	Aro (%)	Comp. Pol. (%)
<u>Anou-Araren</u>													
HAN 18	28,92	435	n.d	30,25	48,00	0,75	0,08	0,0116	0,0068	34,43	8,97	17,20	73,83
HAN 17	29,02	433	0,59	45,16	51,68	0,81	0,08	0,0097	0,0110	35,02	7,47	15,82	76,71
HAN 14	31,74	429	n.d	1,04	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	26,90	10,95	12,17	76,88
HAN 10	34,34	433	0,60	64,02	25,35	0,66	0,08	0,0075	0,0065	19,38	4,81	14,42	80,77
HAN 32	34,94	436	0,64	60,13	25,58	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HAN 34	35,99	440	0,72	66,05	18,48	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HAN 7	36,59	436	0,70	68,49	11,00	0,60	0,08	0,0095	0,0042	13,60	4,09	12,28	83,63
HAN 6	36,79	433	n.d	63,99	18,98	0,62	0,08	0,0083	0,0030	12,93	2,63	7,88	89,49
HAN 5	36,99	434	0,83	18,25	68,00	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HAN 4	37,19	435	n.d	71,45	2,70	0,69	0,09	0,0095	0,0076	39,31	1,70	4,34	93,96
HAN 1	39,69	437	1,04	46,43	41,00	0,57	0,08	0,0073	0,0096	4,66	9,09	8,33	82,58
<u>Sekiret</u>													
HSI 28	376,80	439	0,60	39,36	53,62	0,71	0,06	0,0103	0,0028	8,80	18,20	20,70	61,10
HSI 24	394,00	443	0,61	37,59	38,96	0,92	0,08	0,0086	0,0444	17,40	32,40	14,80	52,80
HSI 23	395,50	439	n.d	25,54	73,32	n.d	n.d	n.d	n.d	11,96	13,80	19,70	66,50
HSI 19	401,60	444	0,77	37,93	52,39	0,90	0,06	0,0143	0,0029	18,85	24,40	18,40	57,20
HSI 18	403,60	444	0,79	37,62	34,00	0,71	0,09	0,0028	0,0374	6,07	10,40	21,90	67,80
HSI 17	404,20	437	n.d	4,16	n.d	0,81	0,13	0,0103	0,1030	12,51	13,90	20,80	65,20
HSI 13	408,20	446	0,82	70,30	5,54	0,66	0,06	0,0107	0,0062	7,42	12,60	12,50	74,90
HSI 10	411,20	449	1,07	73,92	22,88	0,62	0,05	0,0086	0,0098	10,88	13,60	23,40	63,00
HSI 7	412,40	454	n.d	74,67	13,30	0,56	0,06	0,0069	0,0103	4,42	5,60	22,00	72,40
HSI 5	413,20	445	1,41	60,03	28,00	n.d	n.d	n.d	n.d	7,87	7,60	18,70	73,70

Tab. 9 - Données essentielles de géochimie organique(*) et de réflectance de la vitrine obtenues sur les échantillons étudiés.

(*) T.O.C. : Carbone Organique Total

Données d'analyse élémentaire sur des échantillons déminéralisés (S non corrigé pour la pyrite).

Extraits : quantités et proportions d'hydrocarbures saturés (Sat) et aromatiques (Aro) et de résines + Asphaltes (Comp.Pol).

Samples	Depth (m)	HOPANES(Hop.) AND MORETANES(Mor.)										C29 STERANES			
		C27 $\alpha\beta$ Hop.	C29 $\alpha\beta$ Hop.	C29 $\beta\alpha$ Mor.	C30 $\alpha\beta$ Hop.	C30 $\beta\alpha$ Mor.	C31 $\alpha\beta$ 2S Hop.	C31 $\alpha\beta$ 2R Hop.	C31 $\beta\alpha$ Mor.	C32 $\alpha\beta$ 2S Hop.	C32 $\alpha\beta$ 2R Hop.	C29/ Σ C27-32 Hop.	$\beta\beta/\alpha\alpha$	$\alpha\alpha$ 20R/ $\alpha\alpha$ 20S Diachol./Chol.	
Araru-Araru															
HAN 18	28.92	0.92	1.01	0.27	1.00	0.41	0.58	0.39	0.20	0.24	0.17	0.23	0.44	1.27	0.73
HAN 17	29.02	1.04	1.05	0.39	1.00	0.45	0.59	0.28	0.21	0.26	0.15	0.24	0.42	1.16	0.75
HAN 14	31.74	0.79	0.77	0.09	1.00	0.34	0.88	0.47	0.13	0.38	0.27	0.18	0.12	1.01	0.30
HAN 10	34.34	0.99	0.88	0.21	1.00	0.36	0.34	0.04	0.20	0.16	0.08	0.25	0.18	1.06	0.40
HAN 7	36.59	0.89	0.81	0.23	1.00	0.37	0.57	0.39	0.22	0.27	0.12	0.20	0.25	1.17	0.58
HAN 6	36.79	0.53	0.64	0.19	1.00	0.40	0.84	0.55	0.26	0.37	0.23	0.15	0.41	1.56	0.29
HAN 4	37.19	0.82	0.83	0.22	1.00	0.32	0.60	0.38	0.14	0.24	0.09	0.21	0.20	1.07	0.83
HAN 1	39.69	1.33	1.01	0.45	1.00	0.54	0.51	0.36	0.34	0.13	0.08	0.23	0.53	1.27	0.47
Sekiret															
HSI 28	376.80	0.41	0.83	0.04	1.00	0.16	0.81	0.44	0.03	0.31	0.21	0.24	1.18	1.03	0.35
HSI 24	394.00	0.49	0.96	0.10	1.00	0.09	0.71	0.32	0.01	0.38	0.22	0.27	n.d	n.d	n.d
HSI 23	395.50	0.56	0.77	0.14	1.00	0.20	0.54	0.37	0.06	0.25	0.15	0.27	n.d	n.d	n.d
HSI 19	401.60	0.56	1.47	0.01	1.00	0.03	0.57	0.36	0.08	0.22	0.09	0.35	n.d	n.d	n.d
HSI 18	403.60	0.48	0.75	0.04	1.00	0.06	0.54	0.34	0.04	0.26	0.14	0.27	1.37	1.04	0.18
HSI 17	404.20	0.58	0.92	0.11	1.00	0.20	0.56	0.26	0.06	0.23	0.19	0.29	n.d	n.d	n.d
HSI 13	408.20	0.36	0.98	0.03	1.00	0.12	0.55	0.40	0.08	0.34	0.17	0.28	1.54	1.21	0.36
HSI 10	411.20	0.45	0.99	0.03	1.00	0.13	0.45	0.31	0.06	0.24	0.17	0.33	1.60	1.22	0.58
HSI 7	412.40	0.55	1.60	0.08	1.00	0.17	0.38	0.28	n.d	0.45	0.25	0.42	1.71	1.93	0.38

Tab.10 - Proportions d'hopanes et de stéranes et valeur du rapport significatif (déterminé respectivement d'après les chromatogrammes d'ions m/z 191 et 217).

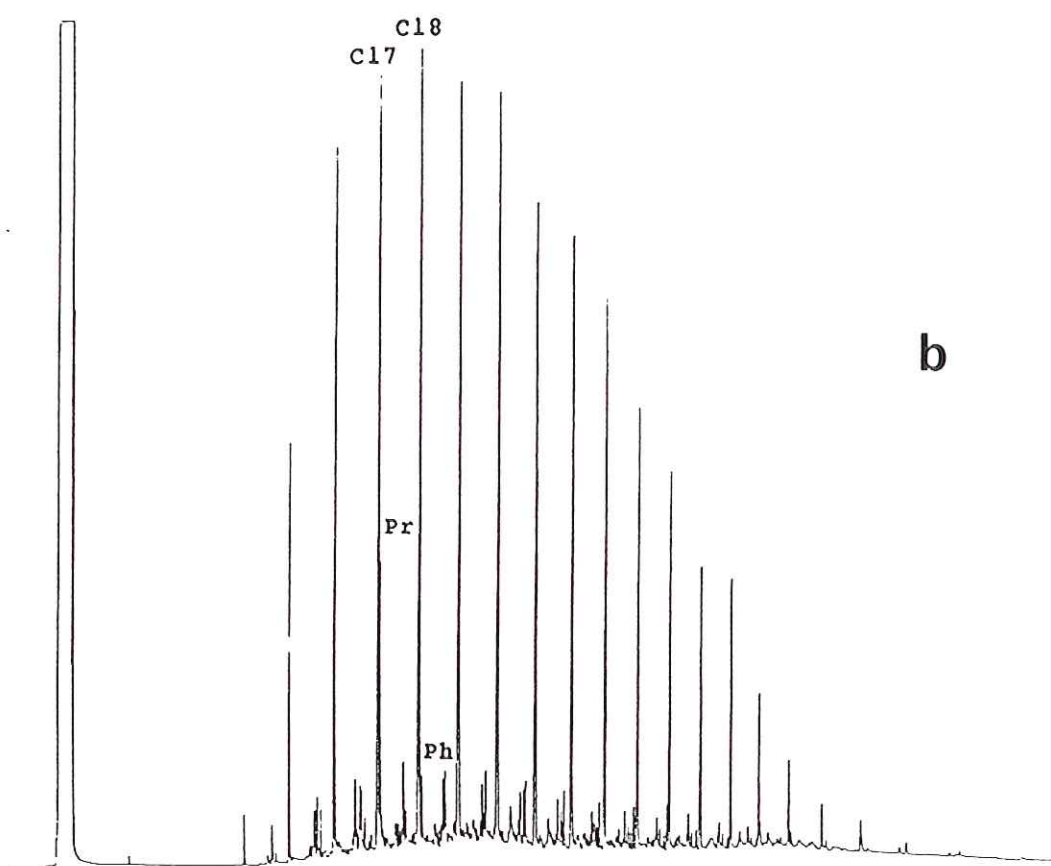
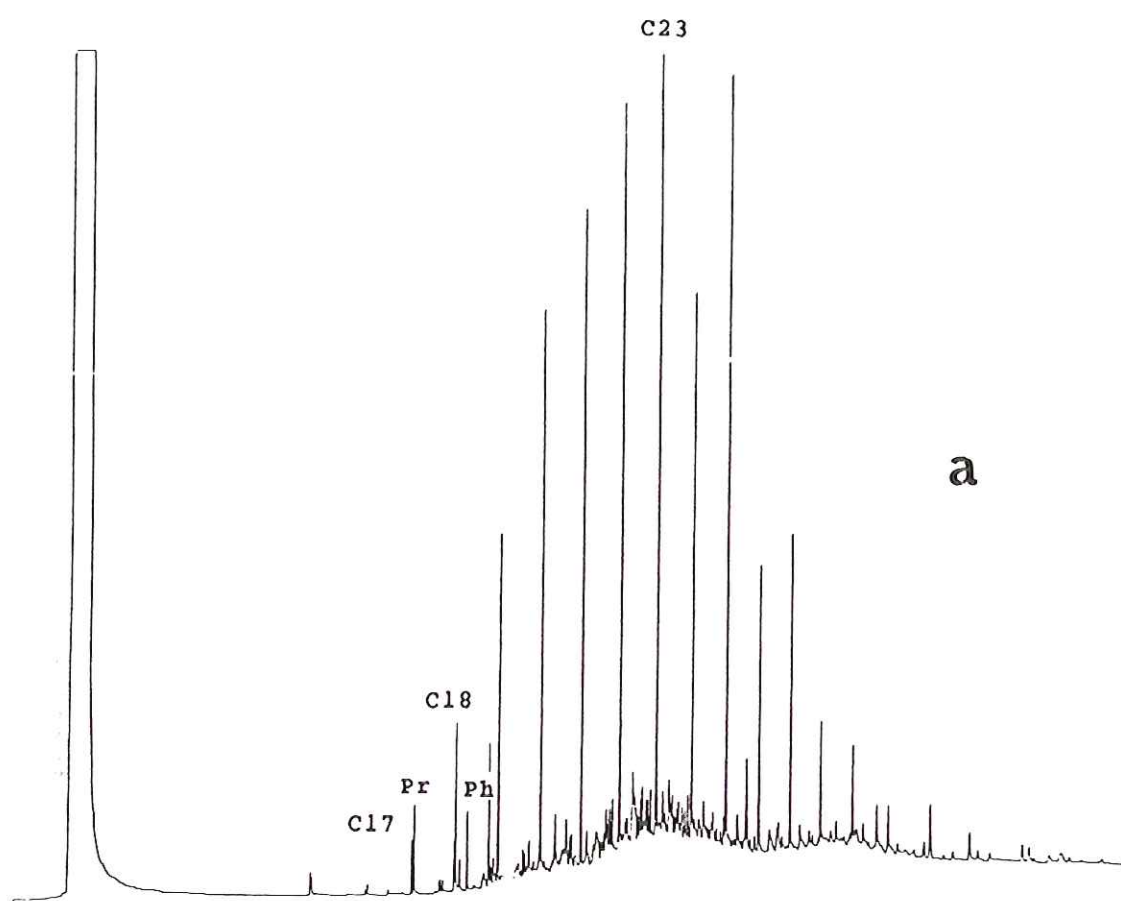


Fig.31 - Exemples d'enregistrements d'hydrocarbures saturés de chromatographie en phase gazeuse.

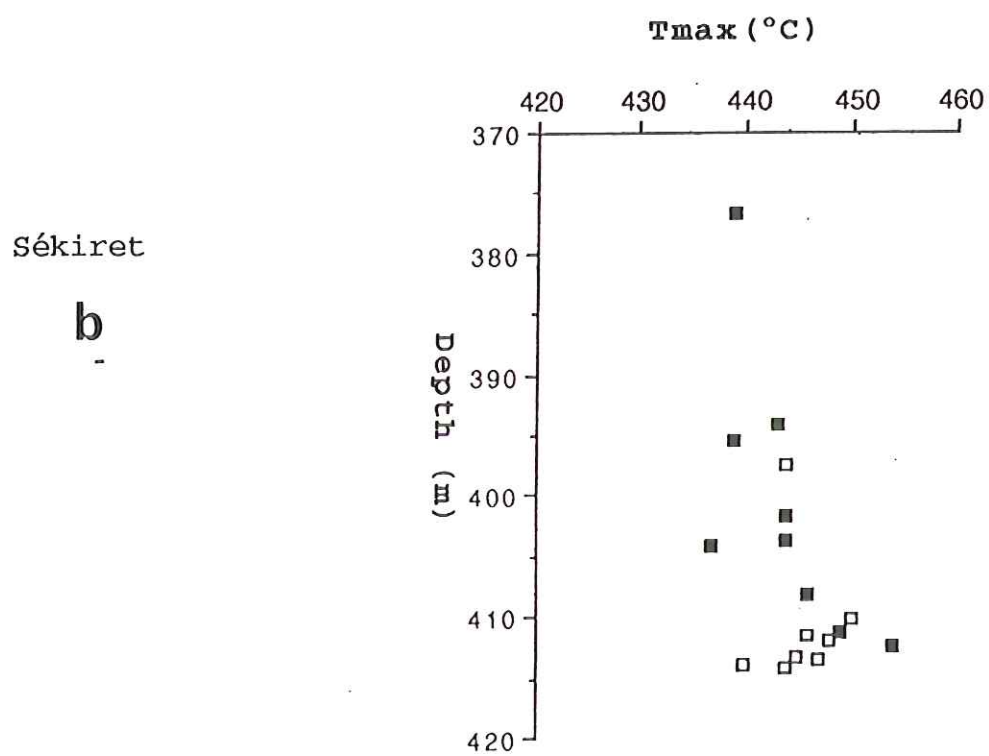
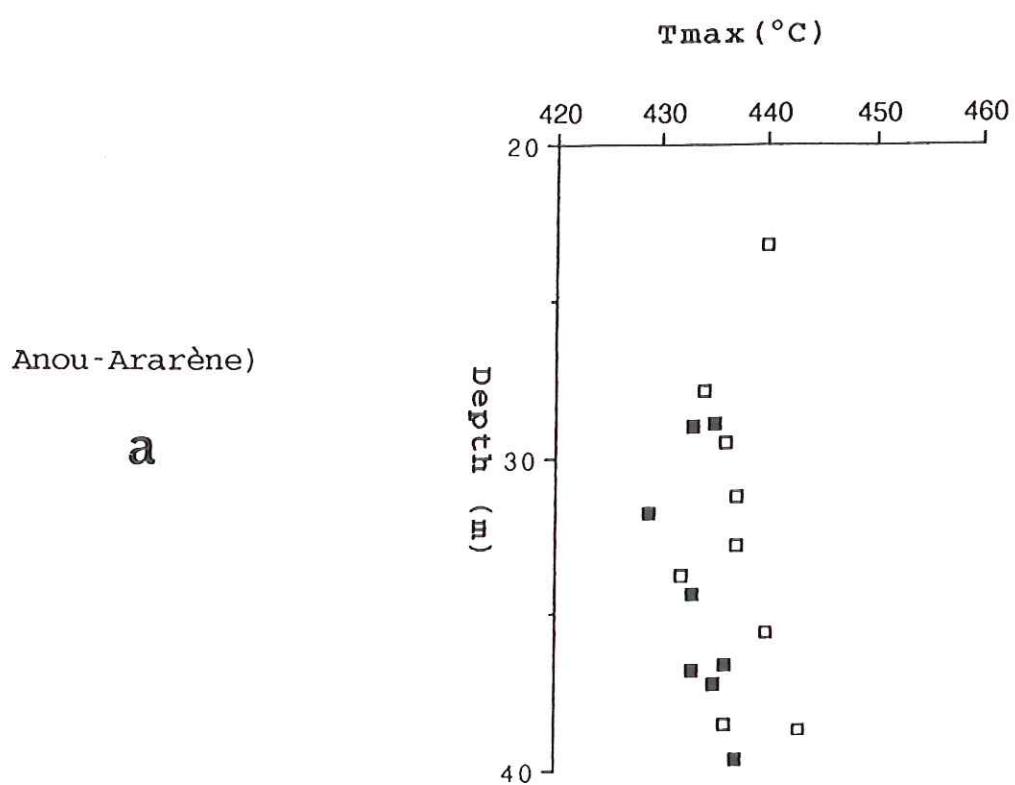
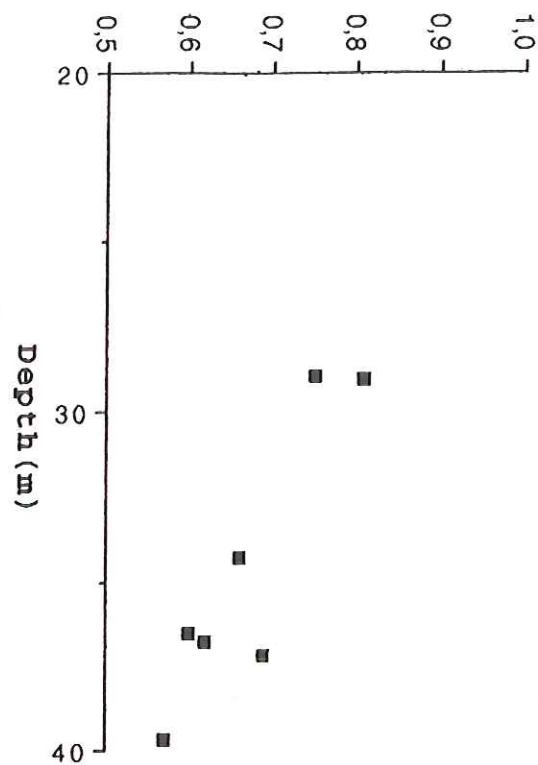


Fig.32 - $T_{max} (^{\circ}C)$ en fonction de la profondeur.

a
Anou-Ararène



b
Sékiret

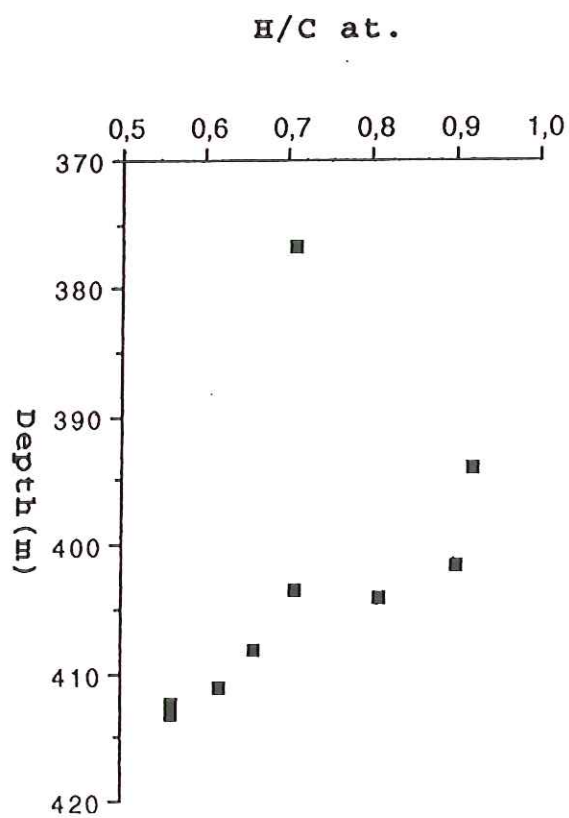
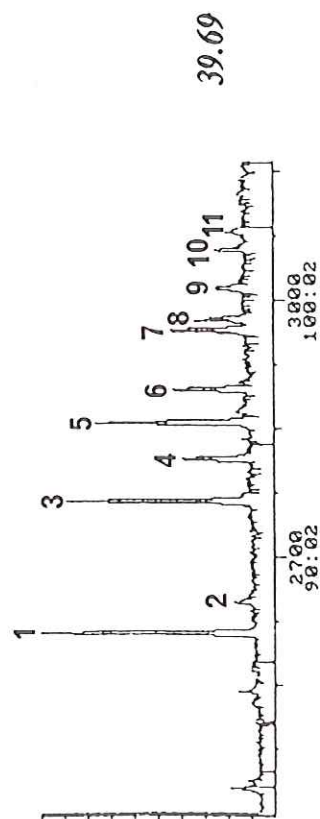
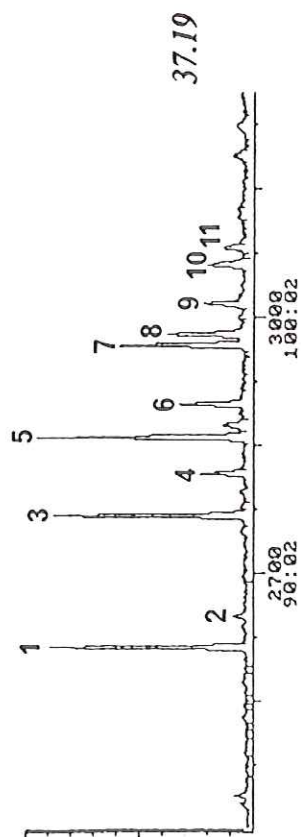
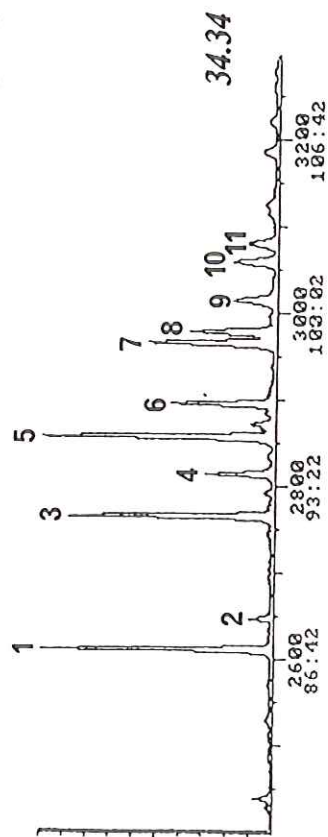


Fig.33 - (H/C)at en fonction de la profondeur.

Depth (m)



Depth (m)

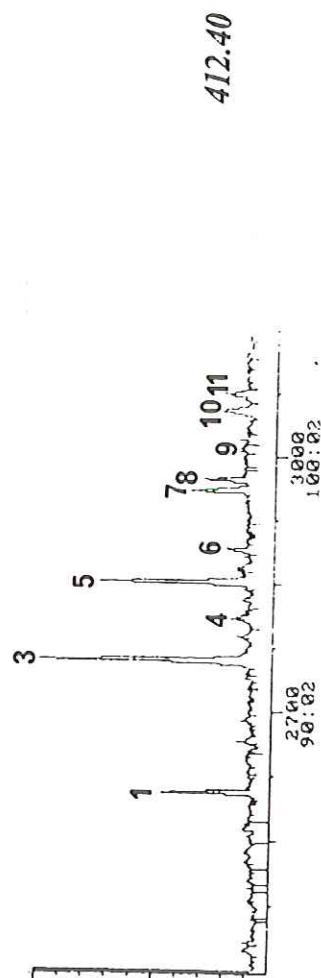
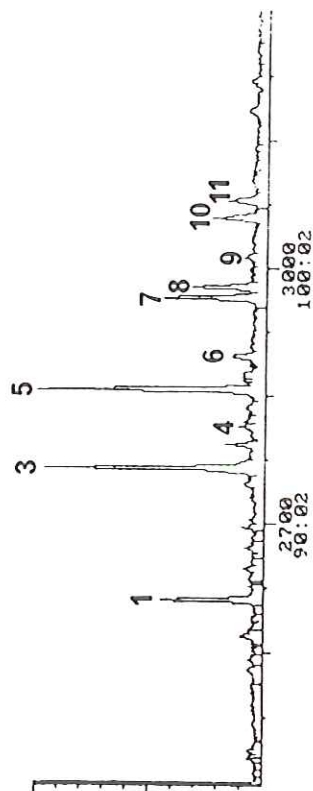
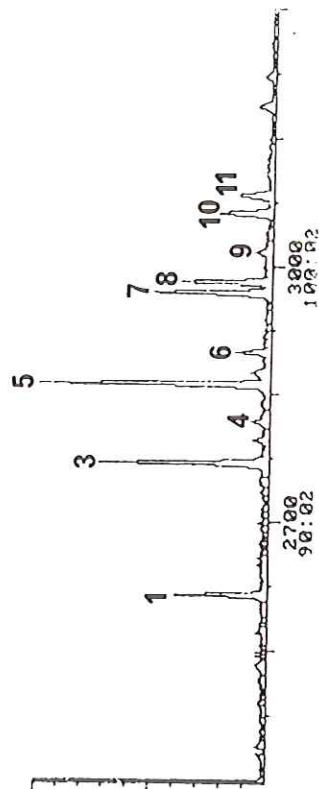


Fig. 34 - Distribution des hopanes ($m/z = 191$) dans quelques échantillons choisis montrant son évolution avec la profondeur, dans la mine et dans le sondage.

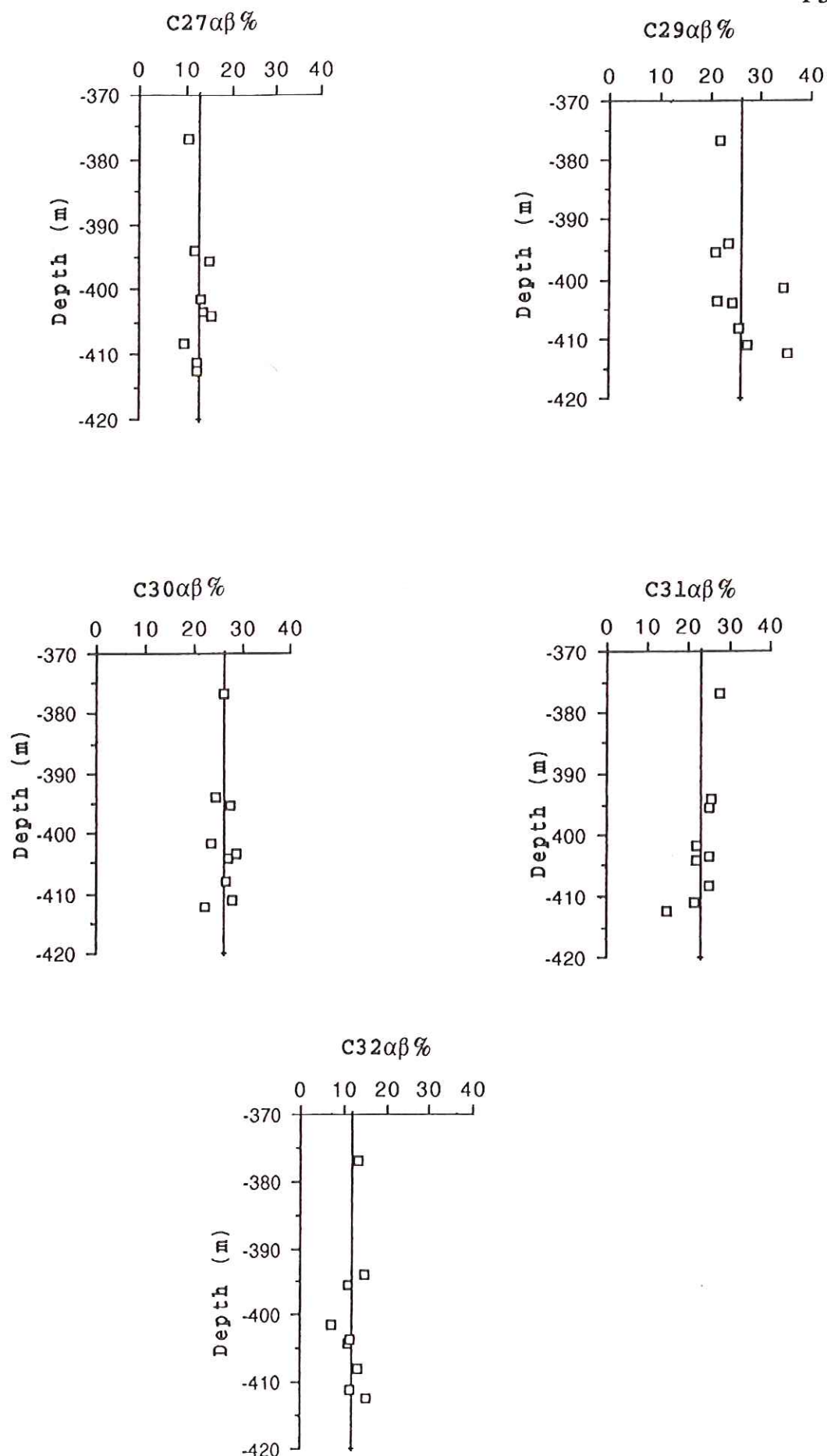


Fig.35 - Proportions, en fonction de la profondeur, de divers hopanes réguliers en C27 à C31 (échantillons du sondage de Sékiret).

Depth (m)

Depth (m)

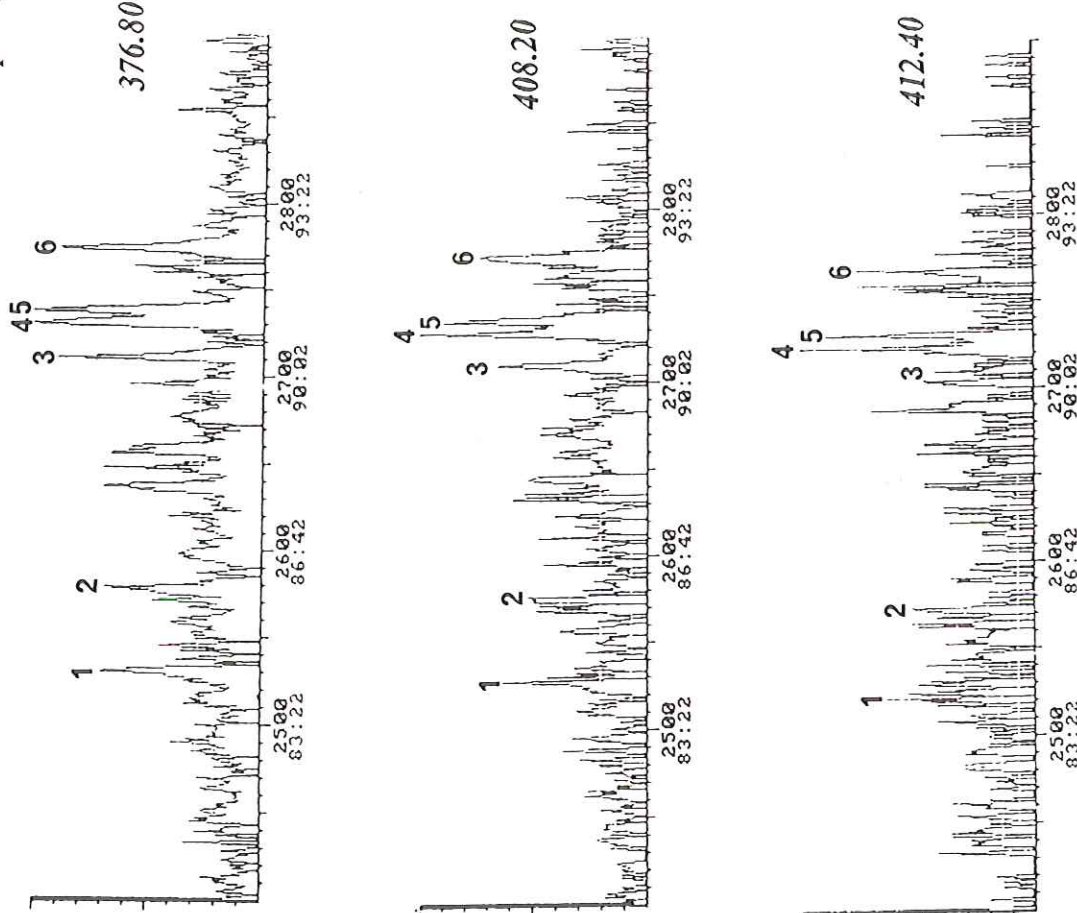
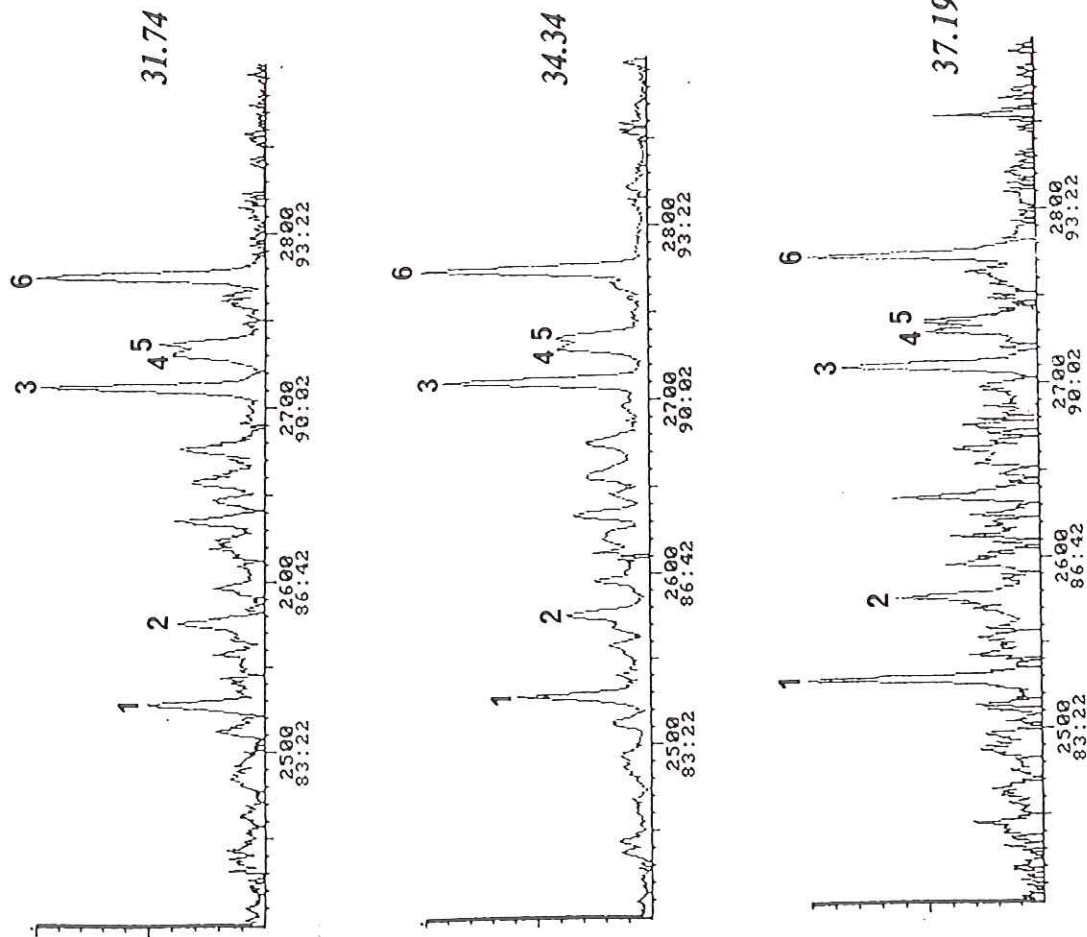


Fig. 36 - Distribution de stéranses (m/z 217) dans quelques échantillons choisis, montrant son évolution avec la profondeur, dans la mine et dans le sondage.

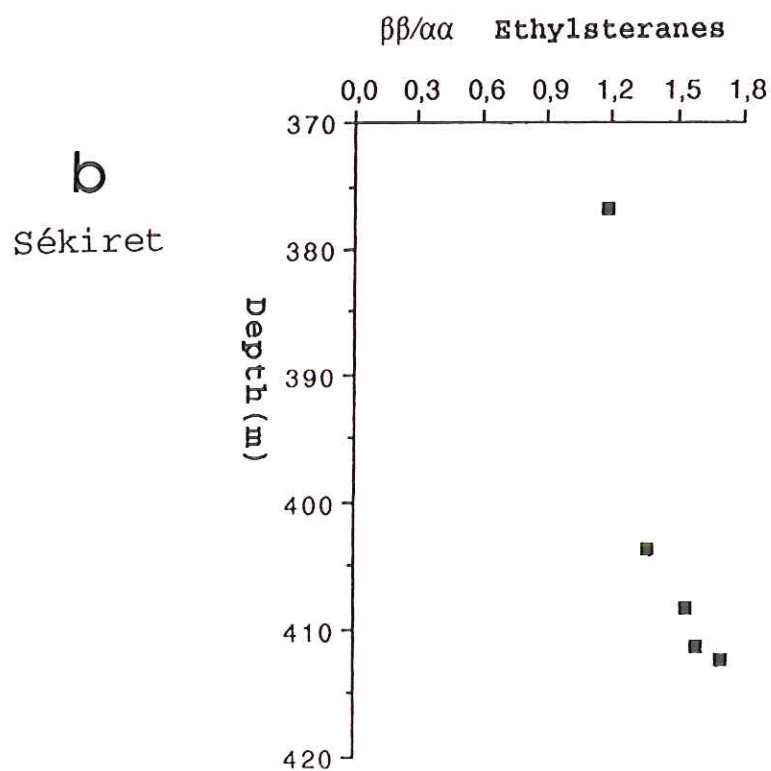
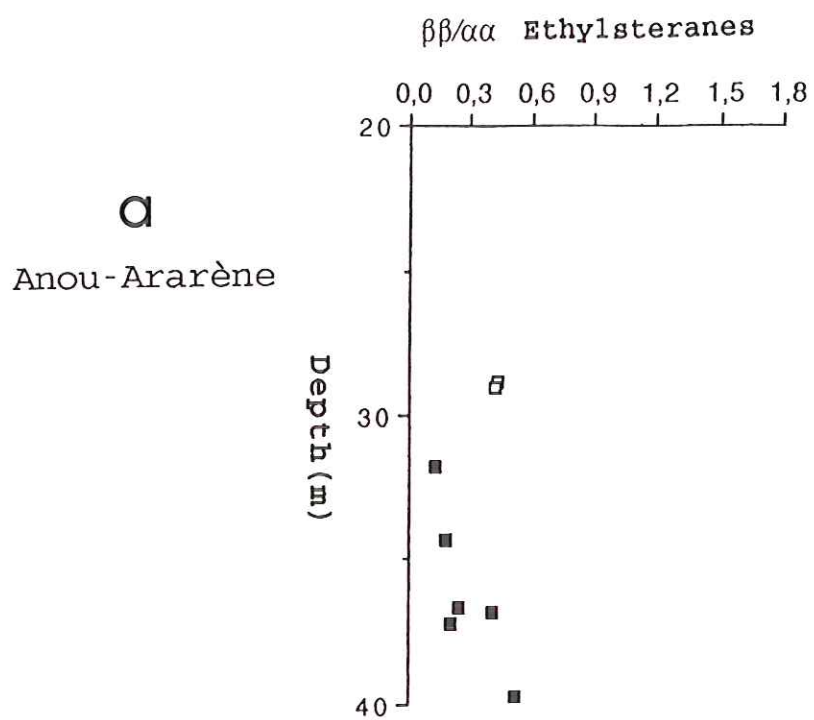


Fig. 37 - Ethyl cholestanes $\beta\beta/\alpha\alpha$ (20R et 20S) en fonction de la profondeur.

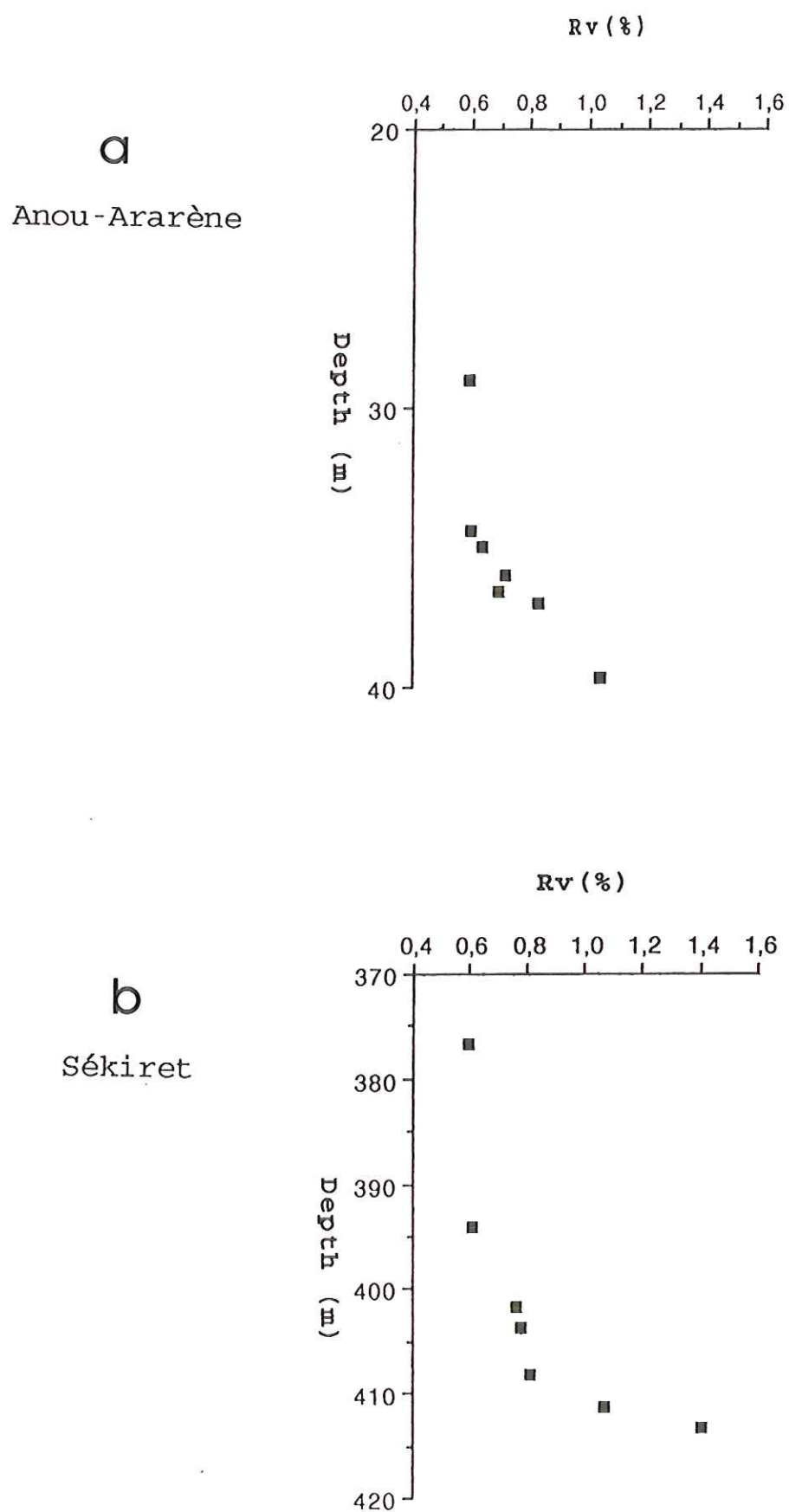


Fig. 38 - Réflectance de la vitrinite (%) en fonction de la profondeur.

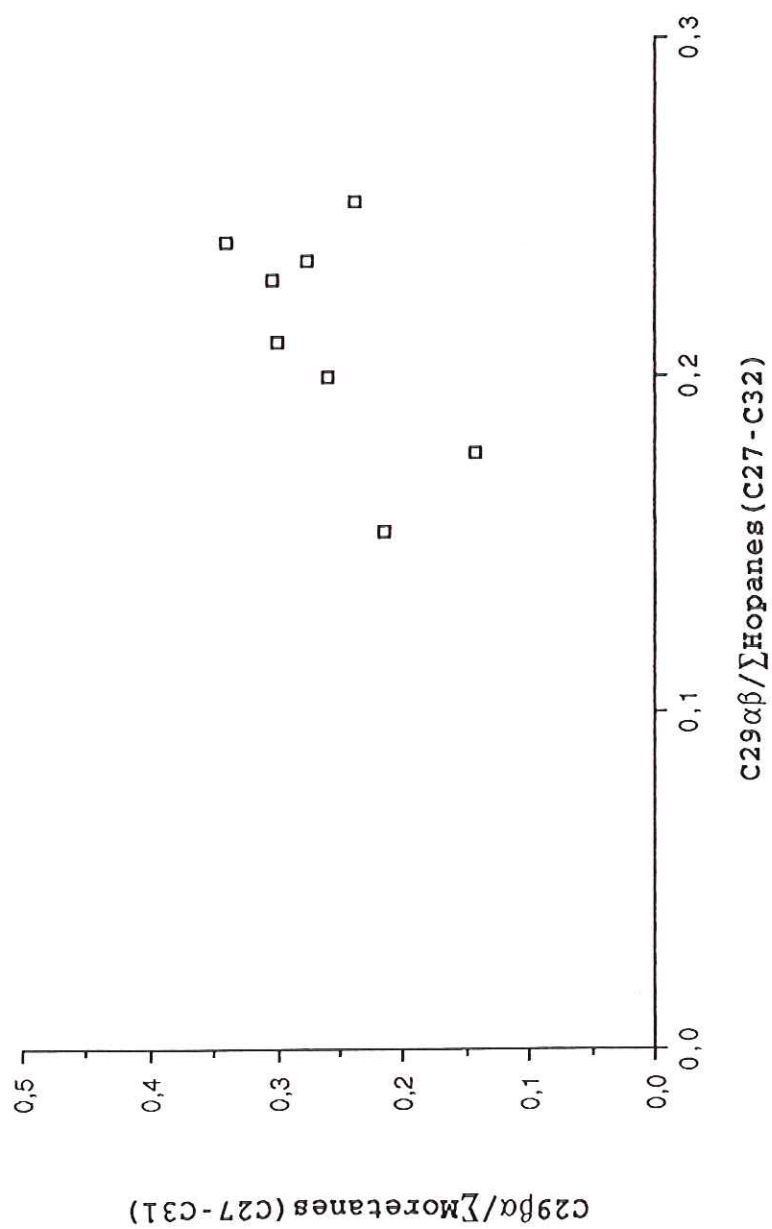


Fig.39 - Comparaison de la variation des proportions respectives de normorétane et de norhopane, dans les échantillons de la mine.

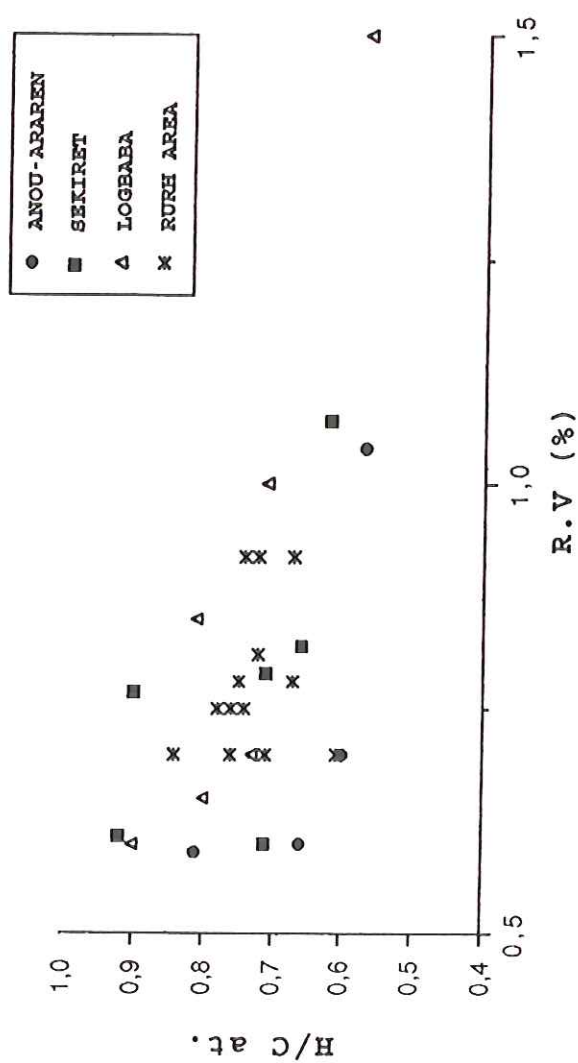


Fig.40 - Variation de (H/C)_{at} en fonction de Rv (%).

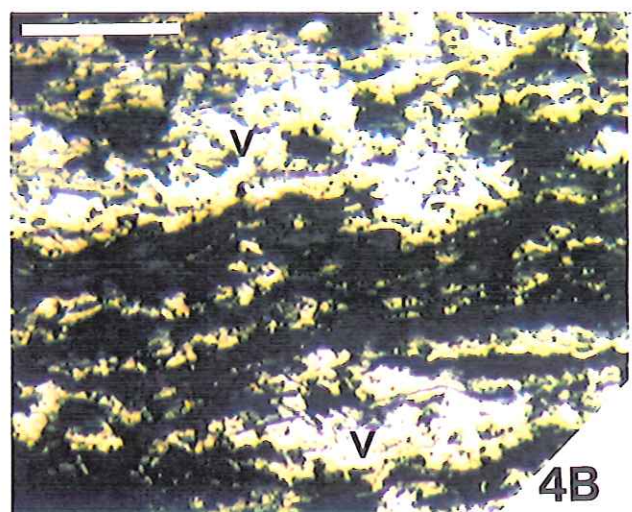
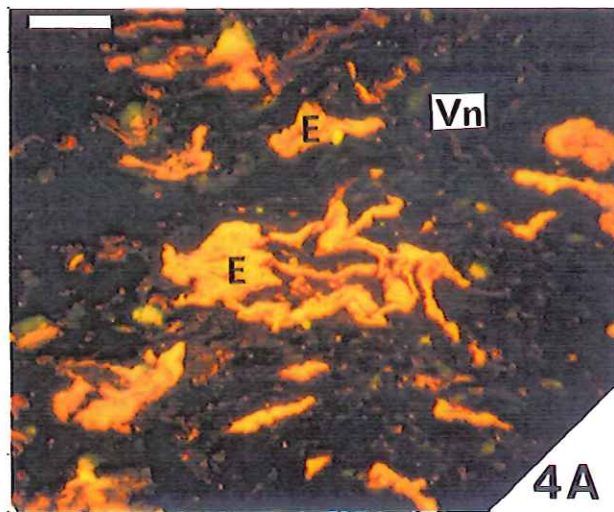
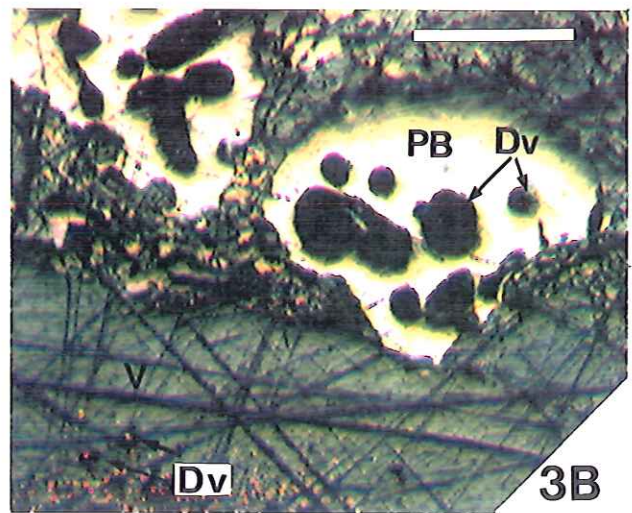
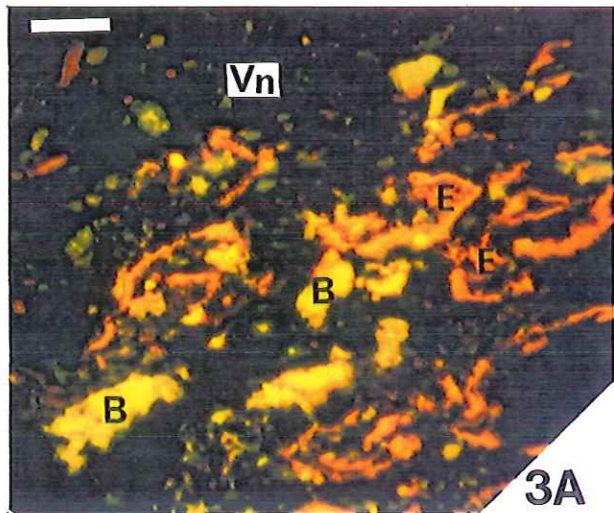
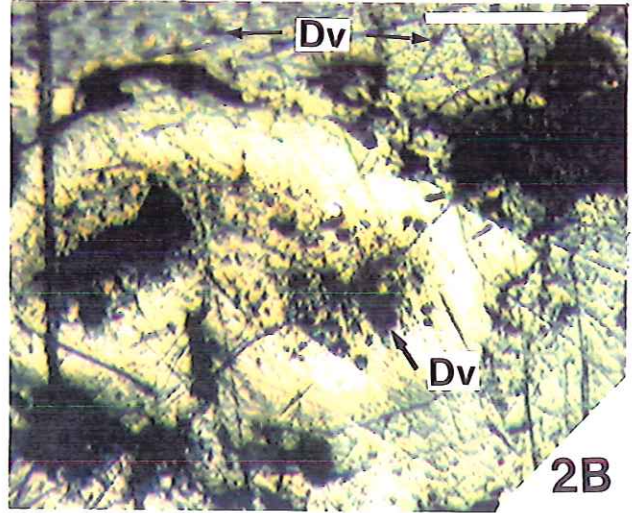
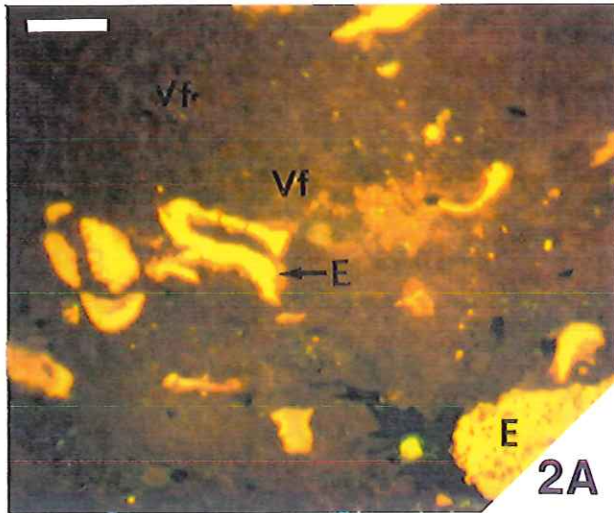
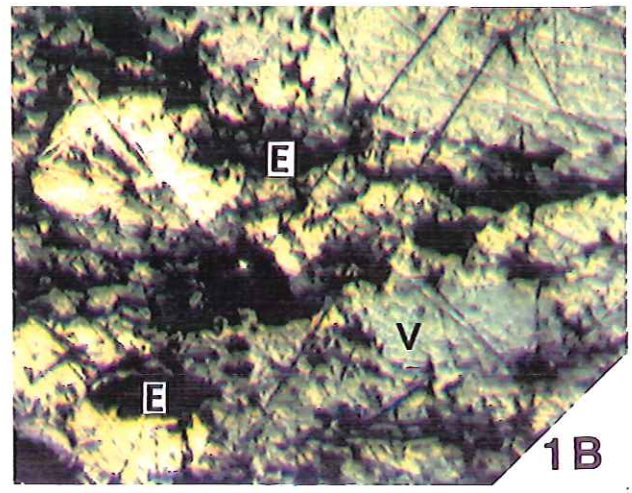
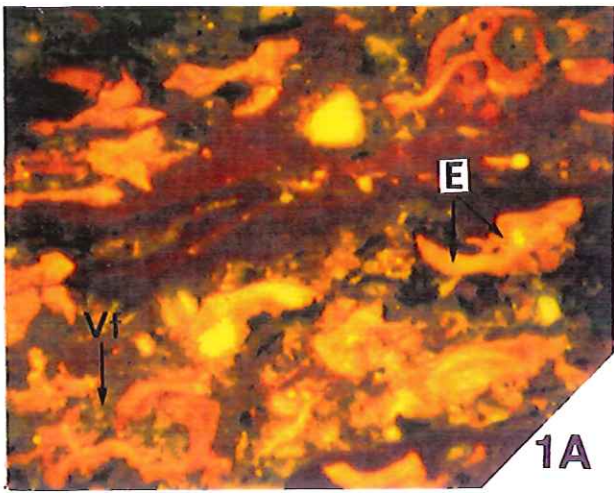


PLANCHE I - Observations pétrologiques.

Conditions :

- Photos 1A, 2A, 3A, 4A : fluorescence sous lumière UV (365 et 425 nm) ; illuminateur Clöus ; objectif sec (x25).

- Photos 1B, 2B, 3B, 4B : lumière naturelle réfléchie, immersion d'huile, objectif x50.

Abréviations :

V = vitrinite ; E = exinite ; B = bitume ;

Vf = vitrinite fluorescente ; Vn = V. non fluorescente ;

PB = pyrobitume ; DV = vacuole de dévolatilisation.

Observations et estimation de la maturité :

- Photos 1A et 1B : profondeur = 394 m.

1A : exinite fluorescente jaune-orangée (spores et cuticules essentiellement) dans une matrice de vitrinite faiblement fluorescente.

1B : inerto-détrinite et particules d'exinite noires dans un arrière-plan de vitrinite grise (Rv = 061 %). Début de la fenêtre à huile.

- Photos 2A et 2B : profondeur = 408,20 m..

2A : matrice fluorescente jaune-orangée avec des particules d'exinite jaune-claires.

2B : apparition de vacuole et dévolatilisation dans la corpo-collinite. A l'arrière-plan, de la vitrinite présentant de petites vacuoles de dévolatilisation (Rv = 0,82 %).

Fenêtre à huile.

- Photos 3A et 3B : profondeur = 411,2 m.

3A : la fluorescence de la vitrinite s'est décalée vers le rouge. Des bitumes jaune-vert clair apparaissent. La matrice de vitrinite ne laisse plus apparaître de fluorescence.

L'expulsion d'hydrocarbures a commencé.

3B : les pyrobitumes gris clair (anisotropes lorsqu'ils sont observés en lumière polarisée réfléchie) montrent d'importantes vacuoles de dévolatilisation, de plus petites sont également observées dans quelques particules de vitrinite. ($R_v = 1,07 \%$)

Fin de la fenêtre à huile.

- Photos 4A et 4B : profondeur = 413,2 m

4A : la fluorescence de la vitrinite a poursuivi son décalage vers le rouge. L'exinite et la vitrinite ne contiennent apparemment plus d'hydrocarbures.

4b : la réflectance de la vitrinite a atteint la valeur de 1,41 %.

Chapitre V:

APPROCHE DE LA FORMATION ET
DE LA MIGRATION PRIMAIRE DES
HYDROCARBURES PAR DES ETUDES
INTEGREES DE GEOCHIMIE ET
PETROLOGIE ORGANIQUE

I - INTRODUCTION

Jusqu'à un passé récent, les charbons étaient considérés comme pouvant être seulement des roches mères à gaz, mais dont le potentiel en huile est faible, voire nul.

De nombreux travaux viennent à l'encontre de cette idée et montrent que la plupart des charbons, de tous âges, sont probablement capables d'être roches mères à huile à certains moments de leur histoire (Thomas, 1981 ; Durand et al., 1983 ; Bertrand, 1984, 1986 ; Thompson et al., 1985), et que l'expulsion des huiles formées pourrait y être plus aisée que dans la plupart des roches mères (Durand et al., 1983).

Dans les séries charbonnières paléozoïques, la faible production en huile semble avoir des causes plus géologiques que géochimiques, car l'huile formée aurait eu le temps d'être dissipée par migration dans ces séries anciennes et affectées par des processus tectoniques souvent complexes au cours des cycles orogéniques successifs (Durand et al., 1983).

Les résultats présentés ici concernent des charbons d'âge Paléozoïque au sein desquels des phénomènes de genèse et d'expulsion huile ont été détectés grâce à des études intégrées de géochimie et de pétrologie organique.

II - RESULTATS

II-1- Analyses géochimiques

La plupart des données géochimiques concernant les extraits chloroformiques ont été présentées dans les chapitres précédents, aussi allons-nous limiter cette présentation aux aspects importants concernant la production d'hydrocarbures et à la mise en évidence de phénomènes de

migration primaire dans certains niveaux, au sein des deux séries charbonneuses.

Les paramètres IH et Tmax issus de la pyrolyse Rock-Eval ont permis de réaliser des diagrammes IH/Tmax (fig.19 et 20) qui ont contribué à la détermination de la lignée III de la matière organique et de son degré d'évolution.

Le taux de matière organique extractible du chloroforme, rapporté au carbone organique total, varie entre 4,66 et 19,38 mg/gC (Anou-Ararène) et entre 4,42 et 12,78 mg/gC (Sékiret). On observe cependant dans chacune des séries des échantillons ayant des valeurs nettement plus élevées de matière organique extractible au chloroforme. Il s'agit de quatre échantillons dans le cas d'Anou-Ararène (possédant respectivement 26,90 - 34,43 - 35,02 et 39,31 mg/gC d'extrait) et de trois pour la série de Sékiret (17,40 - 18,85 - 35,12 mg/gC).

La constitution des extraits (pourcentages des hydrocarbures saturés, aromatiques ainsi que des composés polaires) est présentée dans le tableau

La distribution des n-alcanes présentée dans les figures 41 et 42 concerne des échantillons issus de niveaux n'ayant pas été lessivés (ou peu lessivés) par les circulations de fluides (voir chapitre VI). Il s'agit de distributions unimodales avec des maximum en C22 ou C23 et une faible quantité d'U.M.C. ("unresolved mixture complex") dans le cas des échantillons d'Anou-Ararène et des maximum en C18 ou C19 pour le sondage de Sékiret.

Les rapports des isoprénoïdes Pristane/Phytane varient de 2,50 à 3,97 au sein des échantillons d'Anou-Ararène (avec quelques valeurs plus élevées : 5,00 - 5,14 - 5,41 et de 2,40 à 4,13 dans le série de Sékiret). Tous les résultats numériques sont présentés dans le tableau 11.

II-2- Analyses pétrologiques

En plus de l'observation en lumière réfléchie naturelle (traitée dans le chapitre IV), la technique de microfluorimétrie a été utilisée. Cette méthode permet non seulement de suivre l'évolution thermique des constituants organiques susceptibles de produire des hydrocarbures, mais aussi de mettre en évidence leur localisation dans la roche, cette technique permettant une détection ponctuelle des hydrocarbures.

Afin de suivre l'évolution thermique et la production d'hydrocarbures, quatre échantillons de Sékiret dont le PRv est compris entre 0,60 et 1,41 % ont fait l'objet de mesure de paramètres de fluorescence (notamment le flux d'émission et le QF-535). La série de Sékiret a été choisie du fait de sa plus grande épaisseur, mais aussi de son degré d'évolution qui la situe plus nettement dans la fenêtre à huile que la série d'Anou-Ararène (PRv compris entre 0,60 et 1,04). Les résultats sont présentés dans le tableau 12.

III - DISCUSSION

Pour rendre compte du phénomène de genèse des hydrocarbures, dans les séries d'Anou-Ararène et de Sékiret, nous avons comparé nos deux séries charbonneuses à une série de référence, la série de Logbaba, dont la matière organique, de type III, a été bien étudiée (Albrecht et al., 1976) et qui a fourni un modèle quantitatif de genèse d'huile et de gaz fondé sur l'observation et des expériences de laboratoire (Tissot et Espitalié, 1975).

Dans cette série, l'évolution due à l'enfouissement s'accompagne de la formation d'huile (dont le maximum correspond à un Tmax compris entre 450 et 455° et un PRv compris entre 0,9 et 1,0 %) puis, par craquage de l'huile et du kérogène restant, du gaz. Cette évolution se traduit

également par une variation du taux d'extrait chloroformique présentant un maximum semblable à T_{max} .

La figure 43 montre l'évolution du taux d'extrait chloroformique dans les échantillons d'Anou-Ararène avec la profondeur. On observe d'abord une augmentation de ce paramètre jusqu'à un maximum, puis une diminution. Les échantillons de Sékiret montrent une évolution du même type avec la profondeur (fig. 44).

Le maximum du taux d'extrait est atteint à un PRv de l'ordre de 0,9 % dans la série d'Anou-Ararène et de 1,07 % pour les échantillons de Sékiret.

Le tableau 12 présente des paramètres de fluorescence déterminés dans le but d'observer in situ le comportement des constituants des charbons au cours de l'évolution thermique. Les échantillons ont été choisis de manière à refléter cette évolution, les PRv variant de 0,60 à 1,41 %. L'évolution de la fluorescence de l'exinite (QF-535) suit celle du pouvoir réflecteur de la vitrinite, jusqu'à la valeur de PRv = 1,07 % où le QF-535 des spores évolue alors vers les basses longueurs d'ondes ("blue-shift"). Ce phénomène est interprété comme une superposition du spectre de fluorescence de l'huile (bleu) à celui des spores (orangé), lorsque la part de fluorescence due aux effluents thermiques formés devient plus importante que celle due au kérogène (Pradier et al., 1988, 1991).

En effet l'augmentation des valeurs de QF-535 ("red-shift") précédant le "blue-shift" correspond à la contribution des premiers effluents thermiques (résines et asphaltènes) dont la fluorescence s'exprime dans les hautes longueurs d'onde. Le "blue-shift" qui suit rend compte de la contribution croissante des fractions légères produites par craquage secondaire (Pradier et al., 1991).

Ceci est confirmé dans nos échantillons par l'évolution des taux d'extrait chloroformique et des hydrocarbures qui

atteignent respectivement leur maximum au niveau de $PR_v = 1,07 \%$ (échantillon HSI10).

Des résultats semblables ont été obtenus au cours d'études de maturation artificielle par Martinez et Connan (1989), Pradier et al. (1991).

Enfin, dans la série de nos échantillons observés en fluorescence, on observe une diffusion d'hydrocarbures à l'intérieur des cavités d'inertinite (échantillon HSI 10 ; planche II, photo 3B). Ceci marque à ce stade une saturation en huile de l'échantillon et probablement le début de la migration primaire de l'huile produite par l'exinite (les spores semblent imprégnées d'huile).

Entre l'échantillon HSI 10 ($PR_v = 1,07 \%$) et l'échantillon HSI 5 ($PR_v = 1,41 \%$), l'intensité de la fluorescence (flux d'émission) de l'exinite diminue ; ce "red-schift" est dû à l'expulsion des huiles. Ce phénomène indique que le kérogène, pauvre en huile après l'expulsion, présente une fluorescence faible.

Une explication possible du phénomène observé est donc que les hydrocarbures dans les niveaux les plus superficiels ont connu une redistribution au sein de la colonne sédimentaire due à des mécanismes de transfert (migration primaire) (Huc et Hunt, 1980). De tels résultats ont déjà été observés dans d'autres bassins à travers le monde (Vandenbroucke, 1972 ; Albrecht et al., 1976 ; Leythaeuser et al., 1983).

La photo 2B de la PLANCHE II confirme ce point de vue en montrant une migration d'hydrocarbures dans une fissure à travers une (ou des) particules de semi-fusinite dans l'échantillon HSI 24 (l'un de ces échantillons "particuliers") dont le PR_v est de $0,61 \%$ et qui n'est donc qu'au début de la fenêtre à huile.

Le tableau 11 ainsi que les figures 46a et 46b montrent que ces échantillons "particuliers" dans les deux séries se distinguent également par des valeurs plus élevées du rapport Pristane/Phytane que celle observée dans les échantillons "regroupés".

Selon Littke et al. (1990), lors de l'expulsion des hydrocarbures, le rapport Pr/Ph diminue dans les extraits de la roche résiduelle car l'expulsion du pristane prime, du point de vue cinétique, sur sa génération, alors que l'expulsion et la génération s'équilibrent dans le cas du phytane. Cette expulsion préférentielle du pristane augmente donc sa concentration au sein des niveaux ayant reçu des hydrocarbures par migration ce qui entraîne une augmentation des valeurs du rapport Pr/Ph, comme on l'observe dans les échantillons HAN17 et HAN18 d'Anou-Ararène et HSI19, HSI24 de Sékiret.

La formation des vacuoles de dévolatilisation (voir chapitre IV: "Degré de maturité des matières organiques") à ce stade montre que le développement de la porosité a été important pendant le craquage secondaire.

Migration d'hydrocarbures

Les figures 43 et 44 montrent une augmentation des taux d'extrait chloroformique avec la profondeur pour des échantillons situés dans un domaine de profondeur déterminé. Or dans les deux séries étudiées, un certain nombre d'échantillons situés à des profondeurs moindres que celles montrant cette évolution, n'obéissent pas à cette évolution : il s'agit notamment des échantillons HAN17 et HAN18 dans le cas d'Anou-Ararène et de HSI19 et HSI24 pour Sékiret.

Ces échantillons présentent les concentrations les plus élevées en hydrocarbures et les plus faibles en composés polaires (figures 45a et 45b).

Dans le chapitre consacré aux altérations subies par ces matières organiques nous verrons que les quantités de

matière organique (C.O.T.) et d'extrait chloroformique varient suivant que l'on considère un niveau charbonneux, argileux ou d'argilite charbonneuse, et que les proportions entre les différentes fractions, par exemple les hydrocarbures et les non-hydrocarbures varient également. Une telle propriété pourrait expliquer les différences observées entre les échantillons concernés. Mais cela ne peut être retenu ici car tous les niveaux étudiés sont bien des niveaux de charbons dont l'homogénéité (composition macérale) a été démontrée. La particularité de ces échantillons n'est donc pas liée à la qualité de la matière organique.

VI - CONCLUSION

Les résultats obtenus au cours de cette étude montrent qu'il existe une bonne corrélation entre la fluorescence spectrale ponctuelle de l'exinite et de l'huile et les caractéristiques géochimiques des hydrocarbures du charbon. Ainsi :

- la genèse d'hydrocarbures a eu lieu au sein des deux séries charbonneuses, le maximum de production s'étant situé à un degré d'évolution correspondant à un $PR_v = 0,9$ % pour Anou-Ararène et 1,07 % dans le cas de Sékiret.
- à partir de ce stade d'évolution une certaine saturation en huile est atteinte et commencent alors à s'exprimer des phénomènes d'expulsion.
- des phénomènes de migration d'huile se sont produits provoquant une redistribution des hydrocarbures au sein des deux séries ; celle-ci a eu pour conséquence un enrichissement en hydrocarbures de certains niveaux situés le plus souvent vers le sommet des séries.
- cette augmentation des quantités d'hydrocarbures de la base vers le sommet des séries incite à penser que cette migration s'est faite de manière ascendante, probablement sous l'effet des circulations de fluides ayant affecté les deux séries (comme le confirment les données présentées

dans le chapitre consacré au degré d'évolution thermique, chapitre IV).

ECHANT.	PROF.(m)	E.C (mg/gC)	HCS (%EC)	HCA (%EC)	HCT (%EC)	C. POL.(%EC)	HC/nHC	Pr/Ph	Pr/nC17
Anou-Ararène									
HAN 18	28,92	8,80	18,20	20,70	38,90	61,10	0,64	3,73	1,62
HAN 17	29,02	17,40	32,40	14,80	47,20	52,80	0,89	4,13	1,85
HAN 15	31,24	18,85	24,40	18,40	42,80	57,20	0,75	3,94	0,76
HAN 13	32,84	6,07	10,40	21,90	32,30	67,80	0,48	2,40	0,88
HAN 11	33,74	7,42	12,60	12,50	25,10	74,90	0,34	2,42	0,93
HAN 10	34,34	6,16	10,10	19,60	29,70	70,30	0,42	2,64	1,22
HAN 7	36,59	10,88	13,60	23,40	37,00	63,00	0,59	3,07	1,09
HAN 6	36,79	9,47	11,00	22,10	33,10	66,90	0,49	2,67	1,03
HAN 4	37,19	4,42	5,60	22,00	27,60	72,40	0,38	1,23	1,27
HAN 3	38,49	7,87	7,60	18,70	26,30	73,70	0,36	2,54	1,04
HAN 1	39,69	8,84	12,60	16,00	28,60	71,40	0,40	2,44	0,97
Sékiret									
HSI 28	28,92	8,80	18,20	20,70	38,90	61,10	0,64	3,73	0,48
HSI 24	29,02	17,40	32,40	14,80	47,20	52,80	0,89	4,13	0,37
HSI 19	31,24	18,85	24,40	18,40	42,80	57,20	0,75	3,94	0,71
HSI 18	32,84	6,07	10,40	21,90	32,30	67,80	0,48	2,40	0,43
HSI 13	33,74	7,42	12,60	12,50	25,10	74,90	0,34	2,42	0,47
HSI 11	34,34	6,16	10,10	19,60	29,70	70,30	0,42	2,64	0,48
HSI 10	36,59	10,88	13,60	23,40	37,00	63,00	0,59	3,07	0,68
HSI 8	36,79	9,47	11,00	22,10	33,10	66,90	0,49	2,67	0,68
HSI 7	37,19	4,42	5,60	22,00	27,60	72,40	0,38	1,23	0,33
HSI 5	38,49	7,87	7,60	18,70	26,30	73,70	0,36	2,54	0,46
HSI 4	39,69	8,84	12,60	16,00	28,60	71,40	0,40	2,44	0,53

Tab.11

- Données analytiques concernant les compositions en

E.C.= extrait chloroformique; HCS = hydrocarbures

saturés; HCA = hydrocarbures aromatiques; C. Pol. =

composés polaires; Pr/Ph = rapport pristane sur phytane;

Pr/nC17 = rapport pristane sur hydrocarbure en C17.

	HSI 28	HSI 13	HSI 10	HSI 5
P.Rv (%)	0,60	0,82	1,07	1,41
QF-535	3,843	4,559	3,719	4,878
Flux émission	2,20	1,47	1,15	0,87
Tmax (°C)	439	446	449	445
IH (mg/gC)	178	199	181	139
S2 (mg/gC)	70,22	140,20	133,90	83,20
EC/COT(mg/gC)	8,80	7,42	10,88	7,87

Tab. 12 - Paramètres de fluorescence de quelques échantillons de Sékiret.

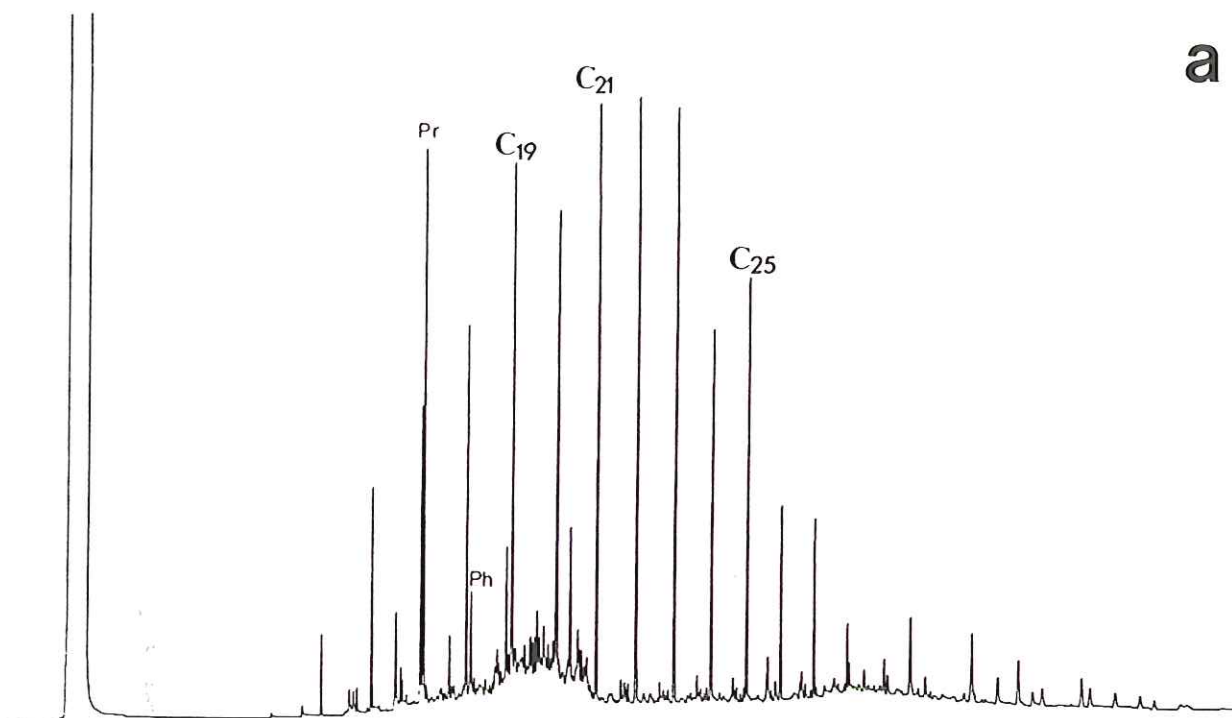
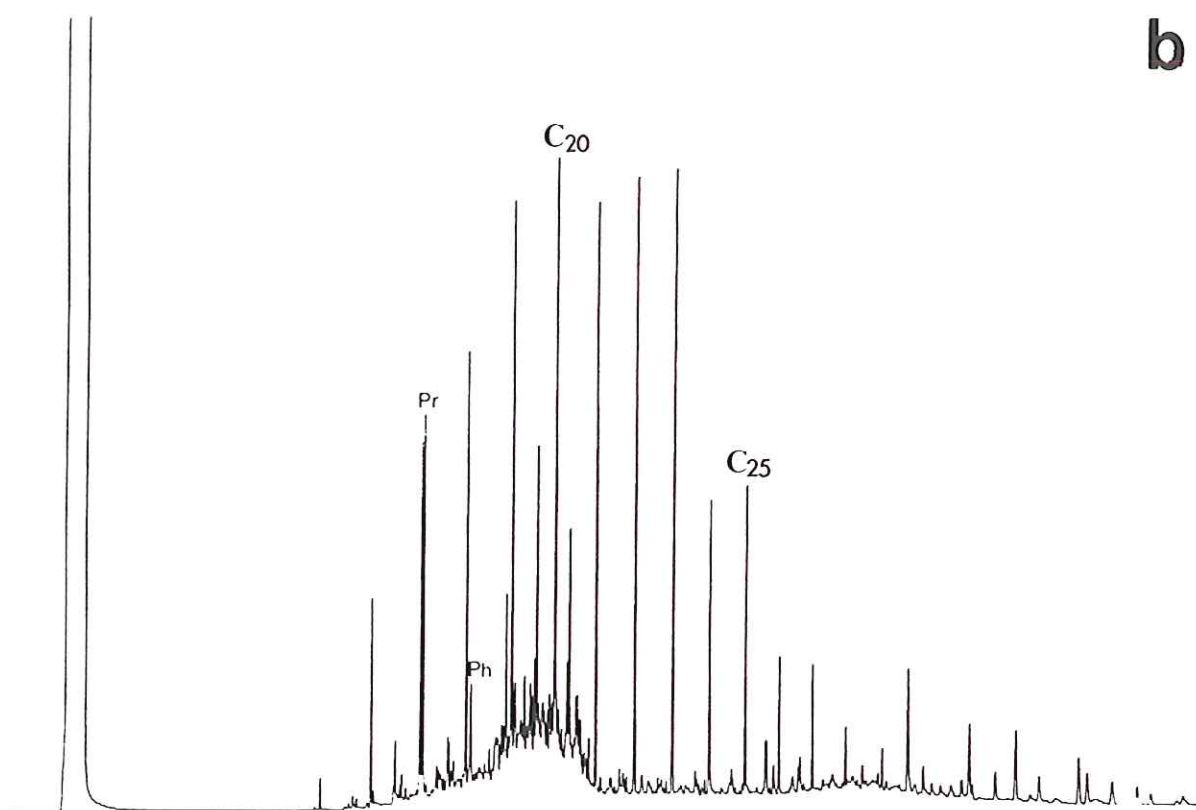
a**b**

Fig. 41 - Distribution des n-alcanes dans les niveaux de charbon d'Anou-Ararène. a- Echantillon présentant des signes de migration b- Echantillon "normal".

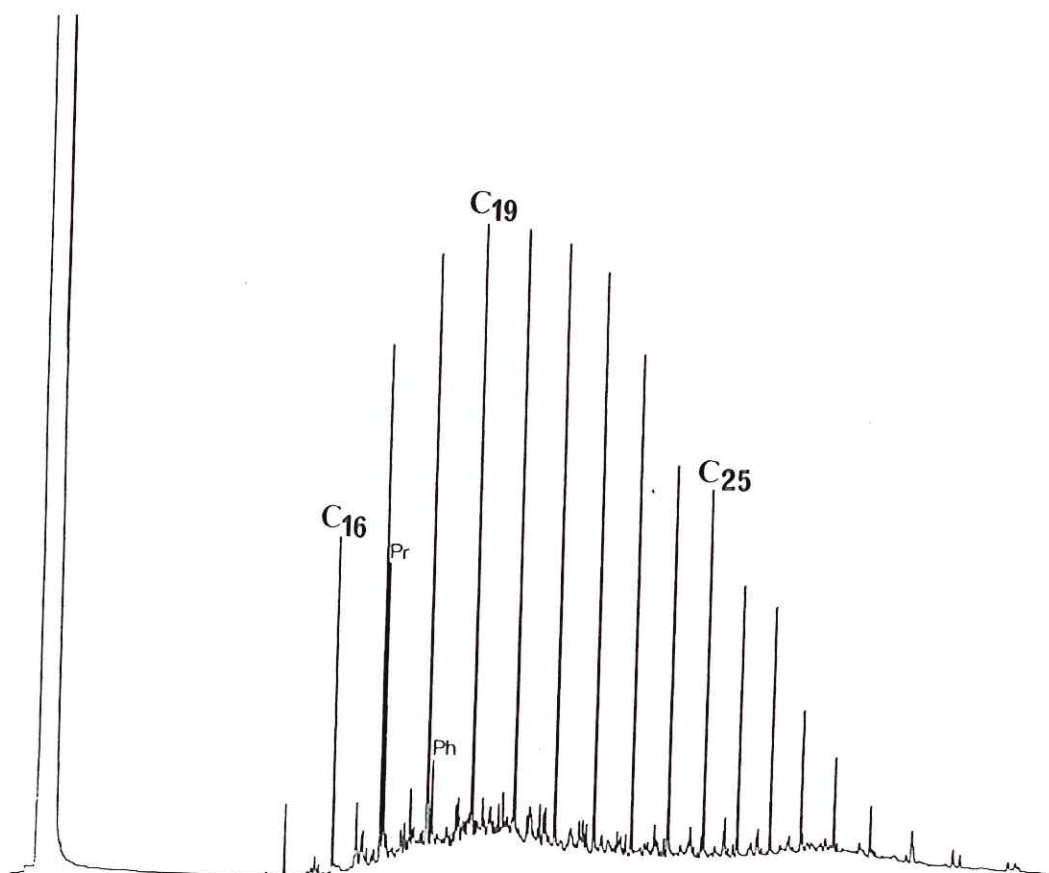
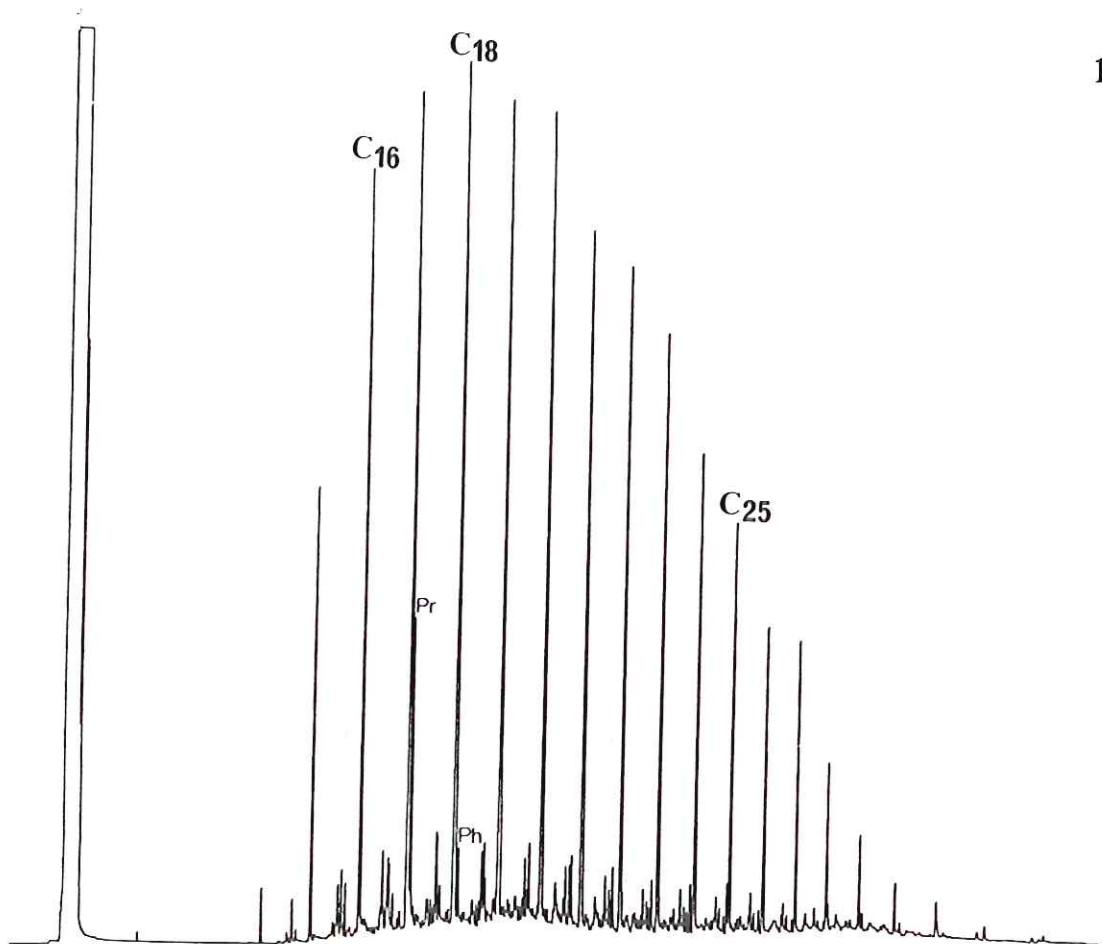


Fig.42 - Distribution des n-alcane dans les niveaux de charbon de Sékiret. a- Echantillon présentant des signes de migration b- Echantillon "normal".

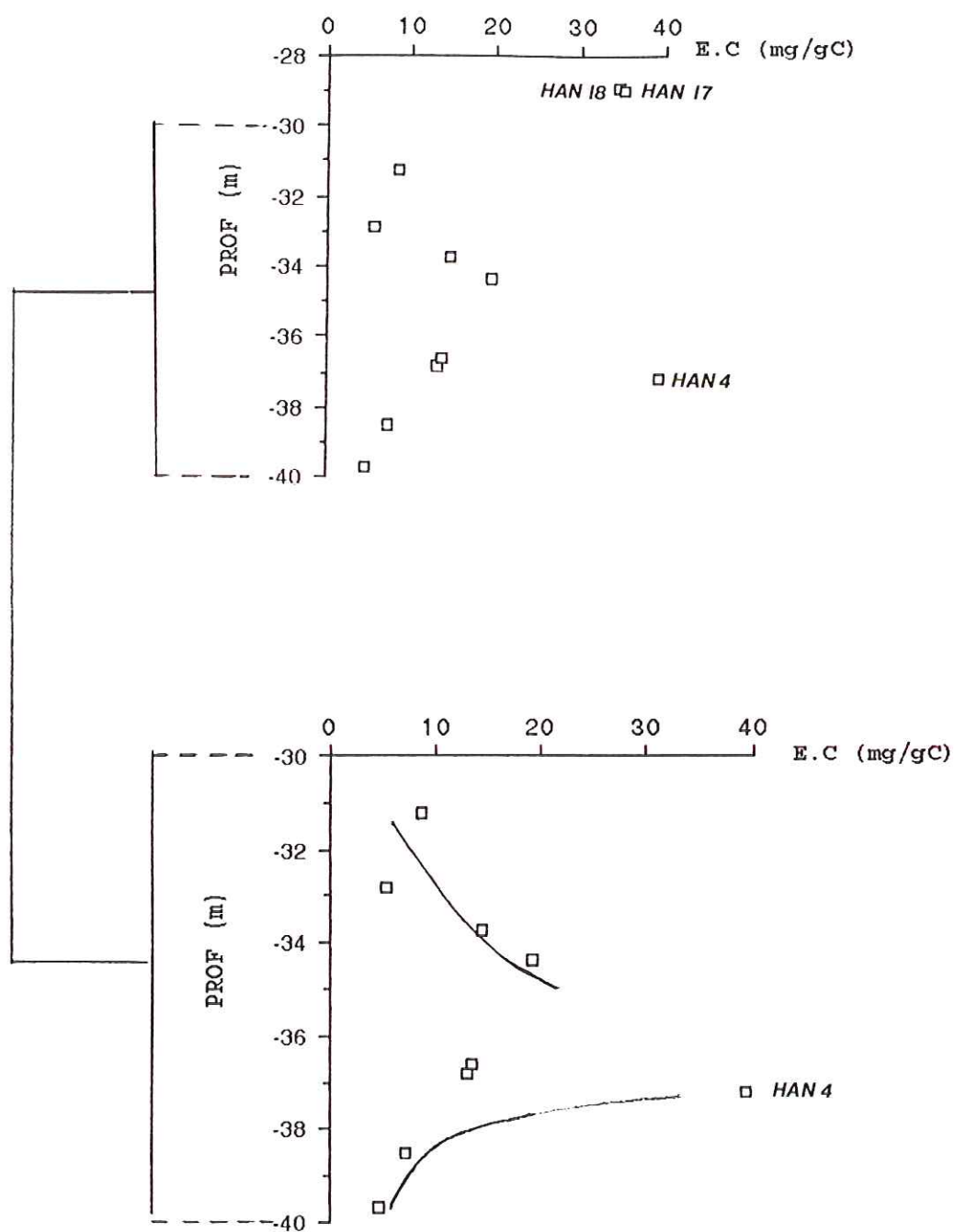


Fig.43 - Variation du taux d'extraits chloroformiques avec la profondeur. (Echantillons d'Anou-Ararène).

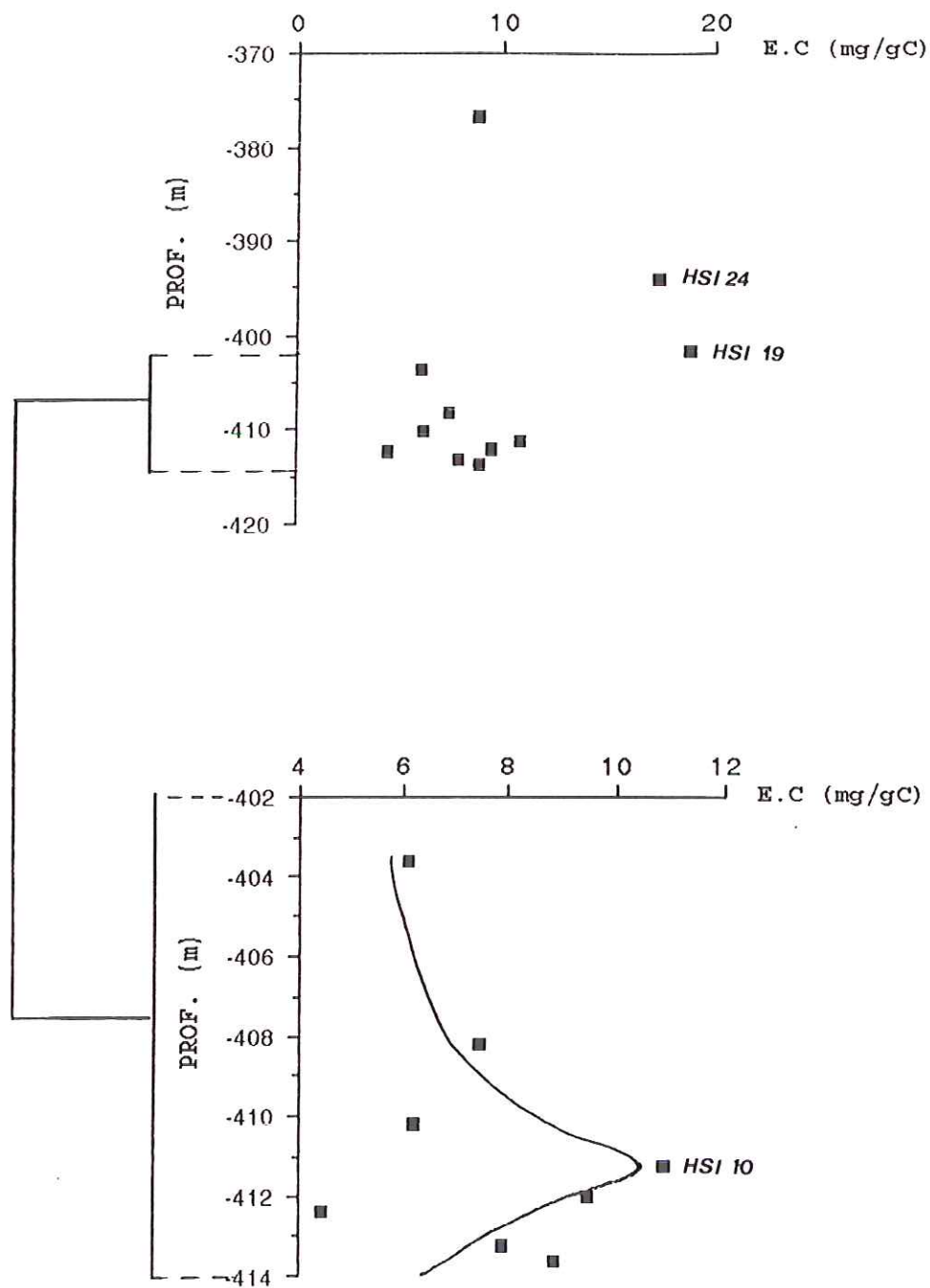


Fig. 44 - Variation du taux d'extraits chloroformiques avec la profondeur. (Echantillons de Sékiret).

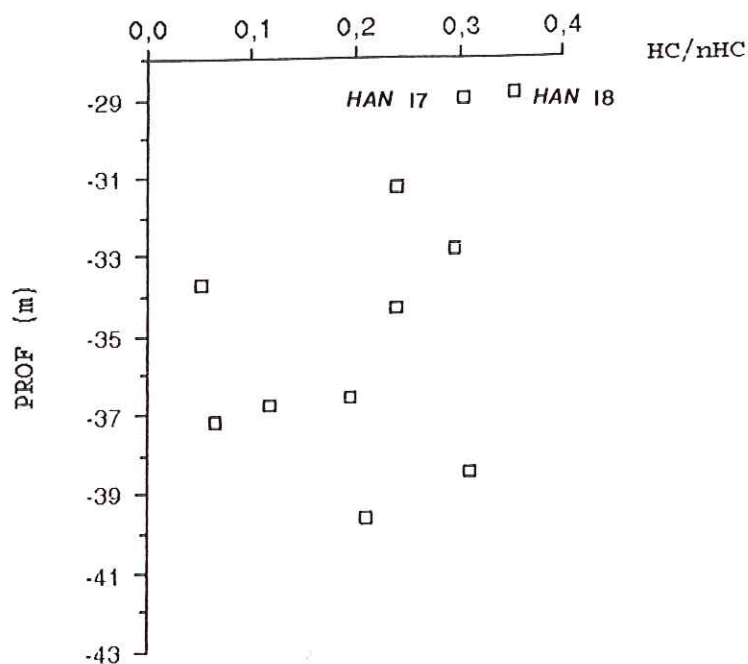


Fig.45.a - Variation du rapport Hydrocarbures / non hydrocarbures dans l'extrait chloroformique en fonction de la profondeur (Echantillons d'Anou-Ararène).

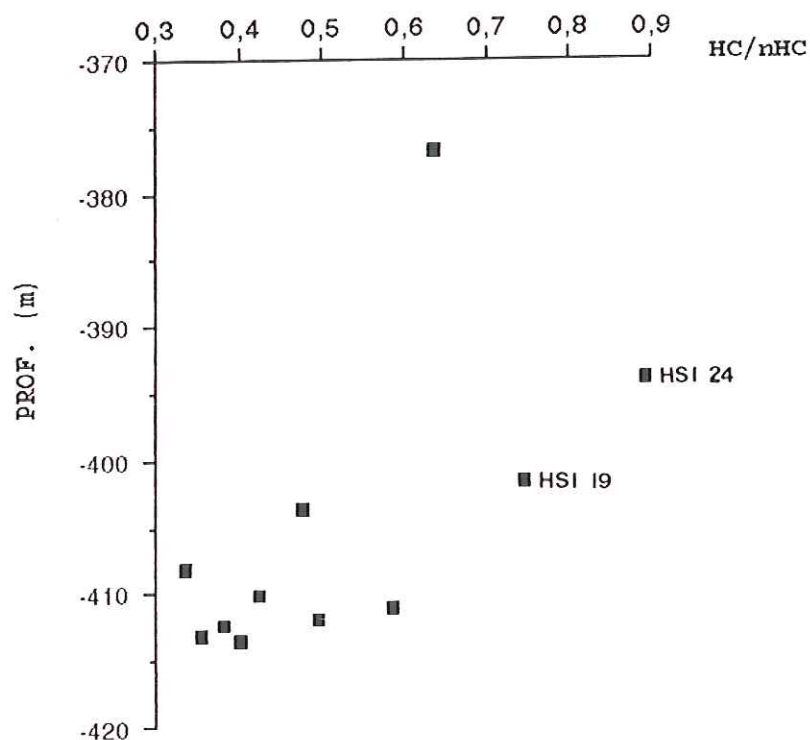


Fig.45.b - Variation du rapport Hydrocarbures / non hydrocarbures dans l'extrait chloroformique en fonction de la profondeur (Echantillons de Sékiret).

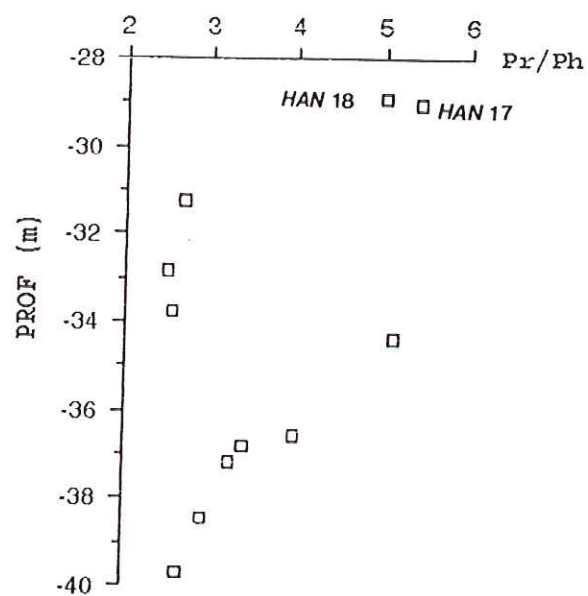
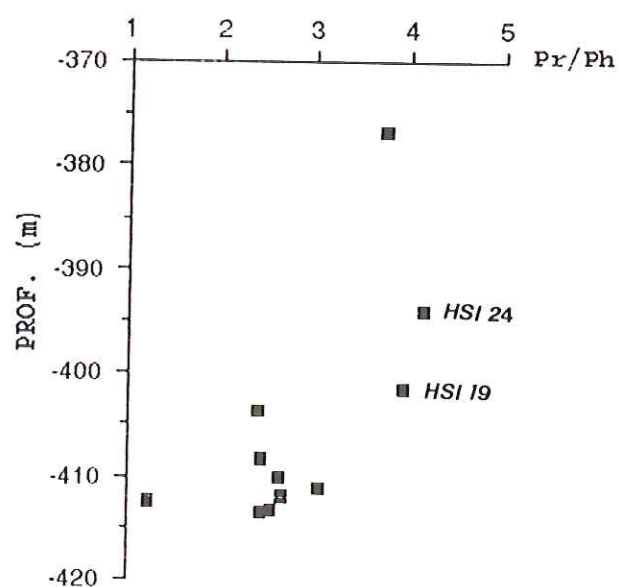
**a****b**

Fig.46 - Variation du rapport Pristane/Phytane avec la profondeur. a- Anou-Ararène. b- Sékiret.

(Planche II)

- Conditions:

Photos: 1A, 2A, 3A, 4A, 2B, 3B: fluorescence sous lumière U.V. (325 et 425 nm); illuminateur Plöm; objectif sec (x25).

Photo 4B: lumière naturelle réfléchie; immersion d'huile, objectif x50.

- Abréviations:

V = Vitrinite, E= Exinite; B= Bitume;
 Vf= Vitrinite fluorescente; Vn= V. non fluorescente;
 Ct= Cuticules; Sp= Spores; F= Fusinites;
 b = Dispersion de bitume; Mh= Migration hydrocarbures;
 Bm= Bitumes migrés; Sf= Semi-fusinite.

- Observations et estimation de la maturité:

Photo.1A - On remarque, au centre, deux corps de cuticules mélangées avec des spores. Leur fluorescence est similaire à celle des spores. L'échantillon est au début de la fenêtre à huile. PR= 0,61.

Photo.2A. - On remarque la présence d'exinite et la formation de bitumes dans la matrice de vitrinite non fluorescente. L'échantillon se trouve dans la fenêtre à huile. PR= 0,82.

Photo.3A. - La fluorescence des bitumes est vert-vitreuse. Le pouvoir réflecteur atteint la valeur de 1,07%.

Photo.4A. - La fluorescence de la vitrinite s'est décalée vers le rouge. L'exinite et la vitrinite ne contiennent apparemment plus d'hydrocarbures. PR= 1,41%.

Photo.2B. - Dans cette plage on observe clairement la dispersion des bitumes avec une fluorescence verte intense dans une plage de semi-fusinite. On note également la dispersion des hydrocarbures dans les fissures à travers la semi-fusinite. L'échantillon se trouve dans la fenêtre à huile. PR=0,61.

Photo.3B. - Fluorescence très intense des bitumes migrés dans la fusinite. PR=1,07.

Photo.4B. - Cette plage met en évidence, en lumière réfléchie, la fusinite de la photo précédente. PR=1,07.

Chapitre VI:

RECHERCHE DE MARQUES
D'ALTERATION DUES A
L'EPISODE HYDROTHERMAL SUR
LES DISTRIBUTIONS
D'HYDROCARBURES SATURES ET
AROMATIQUES

I- Introduction

Les conditions biologiques et physico-chimiques qui prévalent dans l'environnement de dépôt des matières carbonées ont une profonde influence sur leur état de préservation originel (Didyk et al., 1978; Tissot et Welte, 1984; Moldowan et al., 1985). Ultérieurement, le cours de l'évolution diagénétique que subit normalement la matière organique sous l'influence de l'enfouissement, peut être interrompu par divers processus secondaires (Disnar, 1990): altération thermique, due à de l'hydrothermalisme ou à du volcanisme; lessivage des hydrocarbures; biodégradation et/ou oxydation; migration d'huile (imprégnation ou expulsion).

A l'exclusion des événements thermiques d'origine volcanique, tous les autres phénomènes énumérés ci-dessus sont plus ou moins directement sous la dépendance de circulations de solutions aqueuses. Ainsi, l'oxygène dissous véhiculé par les fluides météoriques provoque une oxydation de la matière carbonée. Il s'ensuit des pertes importantes de carbone organique (Leythaeuser, 1973; Clayton et Swetland, 1978). Ces mêmes fluides météoriques peuvent aussi introduire des microorganismes au sein des roches sédimentaires. Ces organismes peuvent s'y développer au détriment de certaines familles d'hydrocarbures (biodégradation des huiles). Dans ces deux cas, l'eau ne joue qu'un rôle de vecteur qui amène l'agent d'altération véritable. Il n'en est pas de même pour le lessivage qui résulte de la simple élimination, totale ou partielle, de composés hydrosolubles.

La présente étude s'inscrit dans celle, plus générale, ayant pour objet la caractérisation de charbons viséens du Niger, selon une approche géochimique et pétrologique classique. Les niveaux étudiés, qui appartiennent à quatre couches de charbon, ont été prélevés dans deux sites distincts, distants d'une cinquantaine de kilomètres:

- dans la carrière d'Anou-Ararène;

- à proximité du puits de Sékiret, où un sondage carotté a rencontré le toit de la série étudiée vers 400 m de profondeur.

Les données présentées dans le chapitre précédent ont permis de montrer que la série étudiée avait été affectée par un processus paléothermique distinct de la simple diagenèse d'enfouissement. Ce processus, a apparemment affecté la série d'une manière comparable dans les deux sites étudiés et avec une intensité qui croît très rapidement avec la profondeur. Ce phénomène anormal a été interprété comme le résultat de venues de fluides hydrothermaux. De telles circulations devraient avoir provoqué d'autres phénomènes d'altération que la maturation thermique évoquée ci-dessus. Il convient donc d'en rechercher les traces; ce qui constitue l'objet de ce chapitre.

II- METHODES EXPERIMENTALES

Les méthodes mises en oeuvre pour cette étude, sont décrites au chapitre précédent.

III- RESULTATS ET DISCUSSION

On peut a priori admettre, que les fluides hydrothermaux évoqués précédemment étaient vraisemblablement trop chauds pour avoir pu véhiculer des microorganismes vivants, et donc avoir permis le déclenchement de processus de biodégradation. Par contre, leur température même devrait avoir favorisé le développement de phénomènes d'altération purement physico-chimiques, tels que le lessivage des hydrocarbures. Ce phénomène se signale spécifiquement par une perte totale ou partielle des hydrocarbures les plus légers, les plus solubles dans l'eau, les proportions de produits perdus augmentant avec les poids moléculaires décroissants. Afin de déterminer si ce processus s'est effectivement développé dans la série étudiée, il convient donc d'abord de rechercher les marques distinctives qu'il a dû laisser sur les signatures en hydrocarbures saturés.

III-1- Recherche de marques d'altération distinctive d'un phénomène de lessivage sur la distribution des hydrocarbures saturés:

18 échantillons provenant de la mine d'Anou-Ararène ont fait l'objet d'une analyse chromatographique des hydrocarbures saturés. 11 d'entre-eux sont des charbons "francs" ou des charbons argileux ($> 20 \% \text{ COT}$). Les 7 autres proviennent des niveaux d'argiles intercalaires. Les distributions des composés considérés varient globalement entre deux pôles illustrés dans la figure 21. Le premier (fig. 21.a) montre une distribution des n-alcanes unimodale qui culmine en $n\text{-C}_{23}$. A partir de ce terme et vers les plus forts poids moléculaire, cette distribution présente une notable prédominance des composés à nombre impair d'atomes de carbone qui s'accorde et confirme le degré d'évolution diagénétique modéré atteint par ce matériel (début de la fenêtre à huile; cf. chapitre IV). Les chromatogrammes se rapprochant de ce type, présentent fréquemment un pic de pristane nettement plus grand que celui du $n\text{-C}_{17}$ ($\text{Pr}/n\text{-C}_{17} > 1$) et de faibles proportions de phytane ($\text{Pr}/\text{Ph} \gg 1$). On note aussi, entre les n-alcanes en $n\text{-C}_{19}$ et $n\text{-C}_{21}$, la présence d'un petit massif de composés mal résolus sur lequel se détachent les pics de diterpanes polycycliques (cf. chapitre III). Par rapport à cette distribution, celles se rapprochant du second pôle illustré par le chromatogramme de la figure 21b, montrent de plus faibles proportions des n-alcanes de plus bas poids moléculaire que celui en $n\text{-C}_{23}$ qui constitue le mode. Les proportions de ces composés diminuent rapidement avec les poids moléculaires décroissants, allant fréquemment jusqu'à l'absence totale des termes les plus légers ($n\text{C}_{15}\text{-}n\text{C}_{16}$). Les valeurs des rapports $\text{Pr}/n\text{-C}_{17}$ sont généralement voisines de 1. Le massif de composés mal résolus que l'on pouvait précédemment distinguer entre les n-alcanes en C_{19} et C_{21} , est ici absent.

Ces deux types de distribution sont rencontrés dans les charbons, alors que seul le second a été trouvé dans les niveaux d'argiles.

18 échantillons provenant du sondage de Sékiret ont fait l'objet d'une analyse chromatographique des hydrocarbures saturés. 13 d'entre-eux sont des charbons "francs" ou des charbons argileux ($> 20 \% \text{ COT}$). Les 5 autres proviennent des niveaux d'argiles intercalaires. Si l'on excepte certaines distributions en n-alcanes bimodales, sur lesquels nous reviendrons ultérieurement, celles des autres échantillons varient globalement entre deux types illustrés dans la figure 22. Ceux-ci se distinguent essentiellement par leur contenu en hydrocarbures de bas poids moléculaire. Selon ce critère, les chromatogrammes de Sékiret présentés dans les figures 22.a et 22.b, peuvent être comparés respectivement à ceux des figures 21.a et 21.b d'Anou-Ararène.

Ainsi, par rapport au chromatogramme de la figure 21.a, celui de Sékiret présenté dans la figure 22.a, montre essentiellement:

- une distribution des n-alcanes unimodale, dominée par le C_{19} (contre C_{23});
- l'absence de toute prédominance de n-alcanes à nombre impair d'atomes de carbone, par rapport à leur homologues immédiats "pairs";
- des proportions de pristane nettement inférieures à celles du nC_{17} ($\text{Pr}/\text{nC}_{17} < 1$);
- la disparition du massif de composés non-résolus qui se localisait entre les composés n-C_{19} et n-C_{21} , ainsi que celle des pics des diterpènes polycycliques qui l'accompagnaient.

Toutes ces différences entre les deux types de distributions comparées, peuvent s'interpréter comme le résultat de la progression du processus de craquage des hydrocarbures avec les températures croissantes, ce qui s'accorde avec le plus grand enfouissement subi par les niveaux considérés à Sékiret, qu'à Anou-Ararène, ce que

marque leur différence de profondeur actuelle, de l'ordre de 400m.

Par rapport au chromatogramme précédent (fig. 22.a), celui présenté dans la figure 22.b, se distingue principalement par un déplacement du mode de $n-C_{19}$ en $n-C_{21}/n-C_{22}$, ainsi que par une rapide diminution des proportions des diverses familles d'hydrocarbures saturés, avec les poids moléculaires décroissants. Ce phénomène, qui est bien marqué en ce qui concerne les n-alcanes et les isoprénoïdes (Pr et Ph) semble aussi affecter la fraction complexe non-résolue, généralement constituée essentiellement de naphtènes.

Au total, les chromatogrammes présentés dans les figures 21a et 22a apparaissent conformes au degré d'évolution diagénétique atteint par les niveaux considérés, dans les deux sites étudiés. Par rapport à ceux-ci, ceux des figures 21.b et 22.b qui leur correspondent respectivement se distinguent par une perte, partielle ou totale, de composés relativement légers, symptomatique de la mise en oeuvre d'un phénomène de lessivage.

III-2- Localisation des niveaux affectés par le phénomène de lessivage des hydrocarbures, au sein de la série.

La discussion précédente a permis de préciser que les n-alcanes les plus affectés par le phénomène considéré allaient du $n-C_{15}$ au $n-C_{18}$, ceux de plus haut poids moléculaire ne l'étant qu'assez peu ($n-C_{19}$ à $n-C_{22}$) ou pas du tout ($n-C_{22}/n-C_{23}$). De ce fait, afin d'apprécier l'intensité du processus de lessivage, nous avons déterminé les proportions des composés $n-C_{15}$ à $n-C_{18}$, rapportées à la somme de celles comprenant du $n-C_{19}$ au $n-C_{23}$ (Anou-Ararène) ou du $n-C_{19}$ au $n-C_{22}$ (Sékiret). Les valeurs obtenues ont été reportées en fonction des profondeurs correspondantes, au regard de la colonne lithostratigraphique des deux sites étudiés (figs. 47 et 48). En ce qui concerne la mine (fig.

47), cette représentation met en évidence la pauvreté générale en n-alcanes légers des niveaux argileux, par rapport à celle des charbons. Cette pauvreté relative résulte très vraisemblablement de la mise en oeuvre du processus de lessivage précédemment invoqué, sous le contrôle de la perméabilité des formations considérées. La perméabilité, a priori, faible des charbons expliquerait qu'ils n'aient qu'assez peu, ou pas, été altérés (fig. 47). En ce qui concerne les échantillons argileux ou silteux (voire ceux de charbon qui ont aussi été notablement altérés), les données présentées dans la figure 47, mettent aussi en évidence une nette diminution des proportions relatives des n-alcanes légers avec les profondeurs décroissantes. Cette observation marque une accentuation d'allure régulière de l'intensité du processus de lessivage vers le sommet de la série, à l'affleurement à Anou-Ararène. De ce fait, le phénomène mis en évidence ici, semble nettement impliquer la pénétration d'eaux météoriques plutôt que l'infiltration, "per ascensum", de fluides hydrothermaux ayant circulé dans les conglomérats sous-jacents, invoqués dans un/le chapitre précédent.

Compte tenu de la faible perméabilité des charbons, on pouvait logiquement s'attendre à ce que l'altération ait préférentiellement affecté le sommet et la base des couches. Les données présentées dans la figure 47, qui montrent une répartition apparemment aléatoire des niveaux de charbon altérés et non altérés, n'apportent aucun argument en ce sens. A titre d'hypothèse il peut alors être envisagé que les solutions aqueuses responsables du processus de lessivage aient emprunté des fissures et/ou d'éventuels niveaux drainants, pour pénétrer dans l'épaisseur des couches de charbon. Une explication plus simple consisterait à incriminer la plus ou moins grande fraîcheur des parements de la mine qui ont été échantillonnés. Toutefois, cette interprétation semble contredite par certaines observations comparables faites sur le matériel provenant du sondage de Sékiret, détaillées ci-après.

La variation des proportions de n-alcanes légers trouvés dans les échantillons de Sékiret, peut être appréciée dans la figure 48, en fonction de la profondeur et la lithologie. Très peu de niveaux semblent ici avoir été profondément affectés par un processus de lessivage. Le prélèvement le plus altéré, situé vers la base de la couche de charbon la plus profonde, n'est néanmoins pas le plus proche de cette dernière. Ce constat tend à confirmer l'hypothèse précédemment émise, et qui concerne la possibilité que les solutions aqueuses aient pu emprunter des fissures et des niveaux drainants pour pénétrer au sein même des couches de charbon.

Contrairement à ce qui était observé dans le cas d'Anou-Ararène, l'intensité du phénomène de lessivage semble ici s'accroître avec les profondeurs croissantes. De ce fait, on ne peut donc pas, comme précédemment, invoquer une quelconque influence d'infiltrations d'eaux météoriques; ce qui s'accorde naturellement avec l'enfouissement important (~ 400m) de la série étudiée, à Sékiret. Ceci amène à envisager la possibilité que le processus de lessivage ait ici été provoqué par les fluides hydrothermaux invoqués dans le chapitre précédent, et qui auraient circulé au sein des conglomérats sous-jacents.

Ces solutions pourraient aussi avoir provoqué des phénomènes de migration des hydrocarbures. La mise en oeuvre de tels processus pourrait expliquer les distributions en n-alcanes d'allure bimodale, trouvées dans des niveaux argilites intercalés entre les couches de charbon (figs. 49.a et 49.b). En effet, selon Leythaeuser et Schwartzkopf (1986), l'expulsion d'hydrocarbures - à partir d'une roche mère renfermant du matériel de type III - affecte préférentiellement les n-alcanes les plus légers, mais dans une gamme de poids moléculaires beaucoup plus étendue que celle que concerne le lessivage (au moins jusqu'en n-C₂₅). De ce fait, on peut envisager que les n-alcanes qui se distribuent autour du mode en n-C₁₈ dans les deux chromatogrammes présentés dans les figures 49a et 49b, pourraient représenter la fraction mobilisée des niveaux

voisins. La surimposition de cette signature à celle des hydrocarbures autochtones, plus étendue vers les poids moléculaires élevés, expliquerait ainsi l'allure bimodale des distributions étudiées. Selon cette interprétation, les niveaux argileux auraient joué un rôle de réservoir pour recueillir des hydrocarbures expulsés des couches de charbon voisines et entraînés par le vecteur aqueux. Le nombre limité des observations sur lesquelles s'appuie ces conclusions oblige à les considérer comme de simples hypothèses. Elles sont cependant confortées par le résultat des études microspectrofluorimétriques qui ont fréquemment permis de mettre en évidence des marques d'imprégnation d'hydrocarbures, au sein même de certains échantillons de charbon (cf chapitre V).

III-3- Influence du processus de lessivage sur la distribution des hydrocarbures aromatiques

Les résultats présentés dans les deux paragraphes précédents illustrent bien l'intérêt d'étudier la fraction des hydrocarbures saturés afin d'y reconnaître les marques spécifiques dues au lessivage et d'apprécier l'intensité que ce phénomène a revêtue. Le choix d'étudier cette fraction en priorité ne repose que sur le diagnostic aisé que permet de formuler la distribution des n-alcanes. En fait, l'influence du lessivage devrait s'exprimer plus fortement sur la distribution des hydrocarbures aromatiques qui sont environ 200 fois plus solubles dans l'eau que les saturés, à nombre égal d'atomes de carbone (McAuliffe, 1980). Cette solubilité peut encore être accrue par la présence d'hétéroatomes comme l'illustre le cas des composés thioféniques (Price, 1976).

Ceci nous a conduits à étudier les variations de distribution des constituants appartenant aux familles des phénanthrènes et dibenzothiophènes.

La distribution des composés appartenant à ces deux familles étant sensible à l'augmentation de la maturation thermique, il convient d'abord de vérifier l'influence de ce facteur, notamment en ce qui concerne les rôles respectifs

de la simple diagenèse d'enfouissement et/ou de l'hydrothermalisme qui a affecté la série (cf. chapitre précédent). De plus, afin de prendre en compte une éventuelle influence de la lithologie la discussion suivante ne porte d'abord que sur les échantillons de charbons (> 20 % COT). Les données acquises sur les niveaux argileux seront considérées ultérieurement.

Phénanthrènes

La famille des phénanthrènes comprend le phénanthrène lui-même et un ensemble d'isomères mono- et diméthylés. La stabilité de ces molécules fait qu'elles ne fragmentent pas ou très peu dans un spectromètre de masse et ne peuvent être reconnues par la distribution d'un ion commun, contrairement, par exemple, aux hopanes (ion commun: m/z 191). De ce fait, lors de l'utilisation du couplage CPG-SM-ordinateur, leur distribution ne peut être appréciée qu'en examinant toute la plage de masse qu'ils couvrent, soit de 178 (phénanthrène) à 206 (diméthylphénanthrènes). Deux chromatogrammes d'ions typiques obtenus de cette manière sont présentés dans la figure 50, l'un, pour Anou-Ararène, l'autre pour Sékiret. La discussion portera exclusivement sur le phénanthrène et ses homologues monométhylés, bien séparés les uns des autres, et sur lesquels sont basés l'essentiel des paramètres de maturité (cf. infra). Les quantités des divers isomères monométhylés (MP-x) rapportées à celle du phénanthrène (P) sont présentées dans le tableau 13, avec les valeurs des indices MPR et MPI-1 (Radke, 1988):

$$\text{MPR} = \frac{[\text{méthylphénanthrène-2}]}{[\text{méthylphénanthrène-1}]}$$

$$\text{MPI } 1 = \frac{1,5 ([\text{MP-2}] + [\text{MP-3}])}{[\text{P}] + [\text{MP-1}] + [\text{MP-9}]}$$

Les valeurs des ces deux paramètres s'accroissent respectivement d'une manière log-linéaire (MPR) et linéaire

(MPI-1) avec celles de la réflectance de la vitrinite, dans une gamme de valeurs de cette dernière qui couvre toute la fenêtre à huile. La variation des valeurs de ces deux paramètres s'explique par l'augmentation des proportions relatives des isomères méthylés les plus stables (méthyle en position β : MP-2 et MP-3) par rapport à celles des moins stables (méthyle en position α : MP-1 et MP-9). L'indice MPI-1 se distingue principalement du MPR, par la prise en compte des proportions du phénanthrène. Dans le cas général, ceci permettrait de compenser des variations de distribution dues à des changements de faciès. Dans le cadre de cette étude, ce paramètre devrait aussi permettre de mettre en évidence l'influence éventuelle d'un processus de lessivage, le phénanthrène devant être plus soluble dans l'eau que les méthylphénanthrènes, plus lourds.

Les données correspondant aux échantillons de la mine et du sondage qui ont à la fois fait l'objet de mesures du pouvoir réflecteur de la vitrinite (R_m) et d'une analyse des hydrocarbures aromatiques associés ont été reportées dans un diagramme R_m - MPI 1 (fig. 51), établi par Radke (1988). Compte tenu de la dispersion des données, on constate que l'accord est assez bon, sauf pour les échantillons qui présentent des valeurs très élevées du pouvoir réflecteur de la vitrinite. Cette observation amène à conclure que les variations de la distribution de la famille de composés considérée seraient dues à la simple diagenèse d'enfouissement. A cet égard, le comportement de ces constituants serait comparable à celui des biomarqueurs non-aromatiques, stéranes et hopanes, et opposé à celui de la vitrinite et des rapports H/C qui ont eux, enregistré le phénomène hydrothermal qui a affecté la série (cf. chapitre précédent).

L'évolution sensiblement parallèle des valeurs respectives des deux paramètres MPR et MPI-1 est mise en évidence dans la figure 52. Dans ce diagramme, les données respectivement fournies par les échantillons provenant de la mine et du sondage s'individualisent bien en deux groupes distincts. Les plus faibles valeurs des indices trouvées à

Anou-Ararène semblent s'accorder avec le moindre enfouissement qu'y a subi la série étudiée, par rapport à Sékiret. Cependant, il doit être noté que les points de données ne s'alignent pas sur la droite de corrélation des deux indices étudiés, établie d'après les résultats obtenus par Radke (1988) sur diverses séries sédimentaires (cf. légende de la figure 52). Cette divergence semble essentiellement provenir de trop faibles valeurs du paramètre MPR. Ceci est particulièrement sensible pour les échantillons d'Anou-Ararène qui présentent tous des valeurs de cet indice proches de 0,3. En effet, si l'on se fonde ici encore sur les données de Radke (1988), de telles valeurs devraient correspondre à un pouvoir réflecteur de la vitrinite de ~ 0.40 %; ce qui est notablement inférieur aux valeurs minimales qui ont été mesurées dans des échantillons prélevés en mine ($\sim 0,60$ %). La prise en compte de telles valeurs obligerait à admettre que série étudiée est encore immature à Anou-Ararène, ce qui contredirait les indications de maturité fournies par tous les autres paramètres étudiés, Tmax et taux d'isomérisation des biomarqueurs, notamment (cf. chapitre IV).

Cette conclusion pourrait être confortée par l'accord des valeurs du paramètre MPI-1, avec celles du MDR, rapport des proportions du méthyldibenzothiofène-4 sur celle du MDB-1 (Radke, 1988).

Des exemples de chromatogrammes d'ions destinés à mettre en évidence la présence éventuelle de dibenzothiofène et de ses homologues supérieurs méthylés et diméthylés, sont présentés dans les figures 53 et 54, respectivement pour la mine et le sondage. Seul le benzothiofène a été observé dans les échantillons prélevés en mine (fig. 47). Les proportions relatives de ce composé et des divers isomères monométhylés (Me 3 et Me-2, non séparés), sont reportées dans le tableau 14, avec les valeurs de l'indice 4/1-MDBT. Le report de ces valeurs au regard de celles du paramètre MPI-1 trouvées pour les échantillons correspondants, montre un regroupement des points de données assez satisfaisant compte tenu des incertitudes de mesures (fig. 55). Avec ces mêmes réserves,

les points de données se regroupent assez bien au voisinage de la droite de corrélation des deux paramètres comparés, établie d'après les données de Radke (1988). Toujours selon les données de cet auteur, la gamme de réflectance de la vitrinite correspondant à celle des valeurs des deux indices est respectivement de 0,65 à 0,80 % pour MDI 1 et de ~0,75 à 0,85 pour 1/4-MDBT.

Ces observations concordantes soulignent bien que le désaccord entre les données que nous avons déduites de la distribution des méthylphénanthrènes et celles de Radke (1988), réside, au moins en très grande partie dans la proportion des isomères pris en compte dans le calcul du paramètre MDR. Qu'elle est l'origine de cette divergence? Provient-elle de la mise en oeuvre du phénomène hydrothermal responsable de l'anomalie de réflectance de la vitrinite dans les deux sites étudiés (cf. chapitre précédent), d'un processus de lessivage associé à cet épisode et/ou de celui provoqué par la percolation de fluides météoriques évoqué ci-dessus, en ce qui concerne la mine (cf. § hydrocarbures saturés).

Dans une étude récente portant sur les charbons de Sokoa (Permo-Carbonifère; Madagascar), Ramanampisoa et al. (1990) ont mis en évidence une distorsion comparable à celle évoquée ici entre les valeurs des paramètres MPR et MPI-1, mais de sens opposé. Selon ces auteurs les valeurs "anormalement" élevées du paramètre MPR pourraient résulter d'une activité catalytique de la matrice minérale qui aurait favorisé la réaction de transformation du méthylphénanthrène-1 en son isomère -2, plus stable. L'absence d'une telle influence dans la série de charbons étudiée, expliquerait le résultat contraire qui a été observé.

Cette interprétation conduit à admettre l'absence d'influence notable des processus de lessivage mis en évidence par l'étude des signatures en n-alcanes, sur les hydrocarbures aromatiques. Ce constat apparaît surprenant compte tenu de la solubilité relativement grande de ces composés, dans l'eau (cf. supra). Deux faits distincts

pourraient permettre d'expliquer cette observation. Tout d'abord, les données concernant les hydrocarbures aromatiques associés aux niveaux argileux, nettement plus affectés par le lessivage que les charbons, si l'on se fonde sur les résultats fournis par l'étude des hydrocarbures saturés: la figure 52b montre le décalage entre l'évolution des échantillons charbonneux et argileux; en effet ces derniers présentent des valeurs plus élevées de l'indice MPR. Ceci pourrait être interprété comme un effet de matrice minérale, plus important dans les faciès argileux (cf. Ramanampisoa et al. op. cit.). Ensuite, à titre d'hypothèse, on peut envisager que la mise en oeuvre de processus d'adsorption des hydrocarbures saturés sur la matrice carbonée, ait limité leur entraînement à l'état dissous.

IV- Conclusions

L'étude de la distribution des hydrocarbures saturés extraits des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret, a permis de mettre en évidence des marques d'altération caractéristiques de la mise en oeuvre de processus de lessivage. En ce qui concerne la mine, le grand nombre d'échantillons affectés par ce phénomène, ainsi que l'augmentation croissante de son intensité vers la surface, suggère l'intervention - au moins largement prépondérante - d'eaux météoriques. A Sékiret, au contraire, seul un petit nombre d'échantillons localisés vers la base de la série, présentent des marques d'altération comparables. Ces observations, jointes à la profondeur actuelle des niveaux considérés, obligent cette fois à envisager l'action des fluides hydrothermaux responsables de l'altération thermique évoquée au chapitre précédent.

L'étude de composés aromatiques appartenant aux familles des phénanthrènes et benzothiofènes, entreprise afin de conforter les observations rapportées ci-dessus, n'a pas été concluante sur ce point. En effet, les variations de distribution de ces composés mises en évidence, sont apparemment attribuables à la seule diagenèse thermique. A

cet égard, le comportement de ces constituants est à rapprocher de celui des biomarqueurs saturés (ainsi que du paramètre Tmax) qui n'ont pas non plus enregistré l'épisode hydrothermal qui a affecté la série (cf. chapitre précédent). La surprenante inertie de composés aromatiques relativement hydrosolubles au phénomène de lessivage, pourrait s'expliquer par leur forte adsorption par le charbon.

Certains échantillons présentent aussi des distributions en n-alcanes singulières, d'allure bimodale, qui pourraient résulter de processus d'imprégnation par des hydrocarbures expulsés de niveaux voisins.

L'ensemble de ces observations illustre bien le nombre et l'intrication des divers processus qui ont affecté la série étudiée, ainsi que les diverses approches qui doivent être combinées pour tenter de reconstituer l'histoire qu'elle a enregistrée.

ECHANT.	Prof. (m)	P.Rv %	T.O.C %	H/C at.	O/C at.	P	1-MP	2-MP	3-MP	9-MP	MPI-1	MPR
Anou-Ararène												
HAN 23	23,17	n.d	6,41	n.d	n.d	1,000	2,765	0,941	0,706	1,412	0,48	0,34
HAN 21	25,82	n.d	0,82	n.d	n.d	1,000	2,271	0,966	0,725	1,256	0,56	0,43
HAN 19	27,92	n.d	2,04	n.d	n.d	1,000	2,938	1,250	1,063	1,250	0,67	0,43
HAN 18	28,92	n.d	30,25	0,75	0,08	1,000	2,900	0,933	1,000	0,967	0,60	0,32
HAN 17	29,02	0,59	45,16	0,81	0,08	1,000	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HAN 16	29,52	n.d	2,09	n.d	n.d	1,000	3,357	1,286	0,929	1,429	0,57	0,38
HAN 10	34,34	0,60	64,02	0,66	0,08	1,000	2,829	1,000	1,029	0,857	0,65	0,35
HAN 9	35,59	n.d	2,08	n.d	n.d	1,000	2,043	0,826	0,609	0,826	0,56	0,40
HAN 7	36,59	0,70	68,49	0,60	0,08	1,000	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HAN 6	36,79	n.d	63,99	0,62	0,08	1,000	7,125	2,000	1,750	1,875	0,56	0,28
HAN 4	37,19	n.d	71,45	0,69	0,09	1,000	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HAN 2'	38,74	n.d	2,88	n.d	n.d	1,000	2,474	1,000	0,842	1,158	0,60	0,40
HAN 2	39,34	n.d	1,60	n.d	n.d	1,000	2,611	0,722	0,611	0,833	0,45	0,28
HAN 1	39,69	1,04	46,43	0,57	0,08	1,000	5,700	1,700	1,500	1,700	0,57	0,30
Sékiret												
HSI 28	376,80	0,60	39,36	0,71	0,06	1,000	1,471	0,735	0,559	0,603	0,63	0,50
HSI 27	379,00	n.d	0,68	n.d	n.d	1,000	0,872	0,809	0,617	0,787	0,80	0,93
HSI 24	394,00	0,61	37,59	0,92	0,08	1,000	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
HSI 19	401,60	0,77	37,93	0,90	0,06	1,000	0,918	0,908	0,714	0,765	0,91	0,99
HSI 18	403,60	0,79	37,62	0,71	0,09	1,000	0,879	0,788	0,485	0,485	0,81	0,90
HSI 17	404,20	n.d	4,16	0,81	0,13	1,000	1,131	0,881	0,655	0,821	0,78	0,78
HSI 16	404,40	n.d	0,41	n.d	n.d	1,000	0,787	0,511	0,404	0,574	0,58	0,65
HSI 13	408,20	0,82	70,30	0,66	0,06	1,000	1,737	0,965	0,737	0,579	0,77	0,56
HSI 10	411,20	1,07	73,92	0,62	0,05	1,000	1,435	0,826	0,638	0,594	0,72	0,58
HSI 9	411,60	n.d	2,25	n.d	n.d	1,000	1,000	0,574	0,319	0,426	0,55	0,57
HSI 8	412,00	n.d	75,18	n.d	n.d	1,000	1,370	0,753	0,616	0,575	0,70	0,55
HSI 7	412,40	n.d	74,67	0,56	0,06	1,000	1,563	1,000	0,641	0,594	0,78	0,64
HSI 5	413,20	1,41	60,03	0,56	0,06	1,000	0,900	0,710	0,600	0,680	0,76	0,79
HSI 4	413,60	n.d	67,99	n.d	n.d	1,000	0,851	0,594	0,465	0,545	0,66	0,70
HSI 3	414,00	n.d	8,82	n.d	n.d	1,000	0,617	0,426	0,255	0,404	0,51	0,69
HSI 2	414,20	n.d	20,59	n.d	n.d	1,000	0,614	0,673	0,604	0,653	0,84	1,10

Tab.13 : Teneurs en carbone organique (T.O.C; %), valeurs du pouvoir réflecteur de la vitrine (R_v; %) et teneurs relatives en phénanthrène et méthylphénanthrène (unités arbitraires), des échantillons étudiés.

ECHANT.	Prof.(m)	DBT	4-MDBT	3+2-MDBT	1-MDBT	4/1-MDBT
HSI 28	376,8	2,60	1,90	1,40	0,50	3,80
HSI 19	401,6	2,70	1,90	1,20	0,80	2,38
HSI 18	403,6	2,70	2,50	1,80	0,70	3,57
HSI 13	408,2	2,60	1,30	1,00	0,30	4,33
HSI 10	411,2	2,60	1,70	1,00	0,40	4,25
HSI 8	412,0	2,60	1,60	1,20	0,50	3,20
HSI 7	412,4	2,70	2,50	1,70	0,60	4,17
HSI 5	413,2	2,60	2,50	1,40	1,00	2,50

Tab.14 : Teneurs relatives en dibenzothiophène (DBT) et méthyldibenzothiophènes (MDBT) d'échantillons de Sékiret (unités arbitraires)

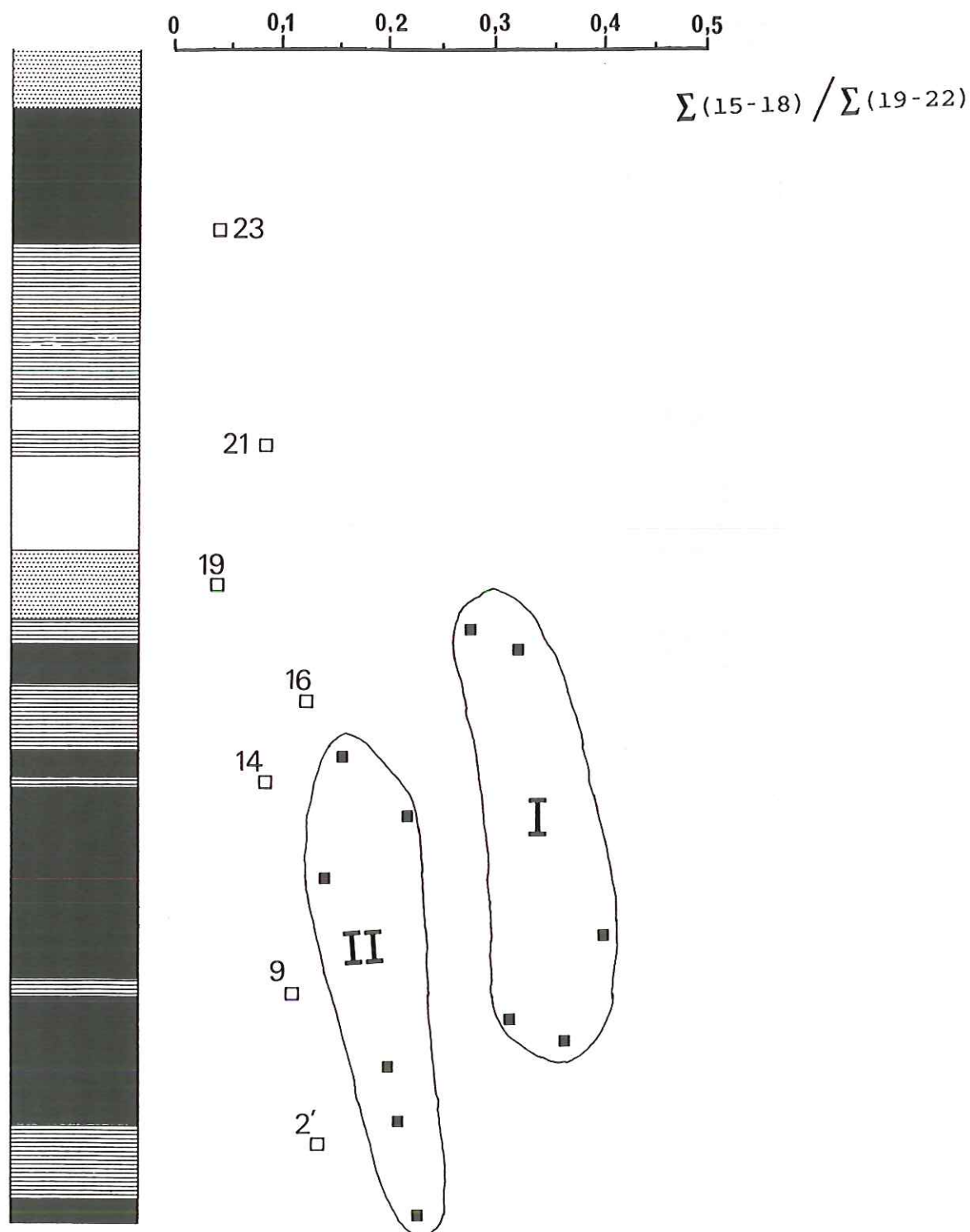
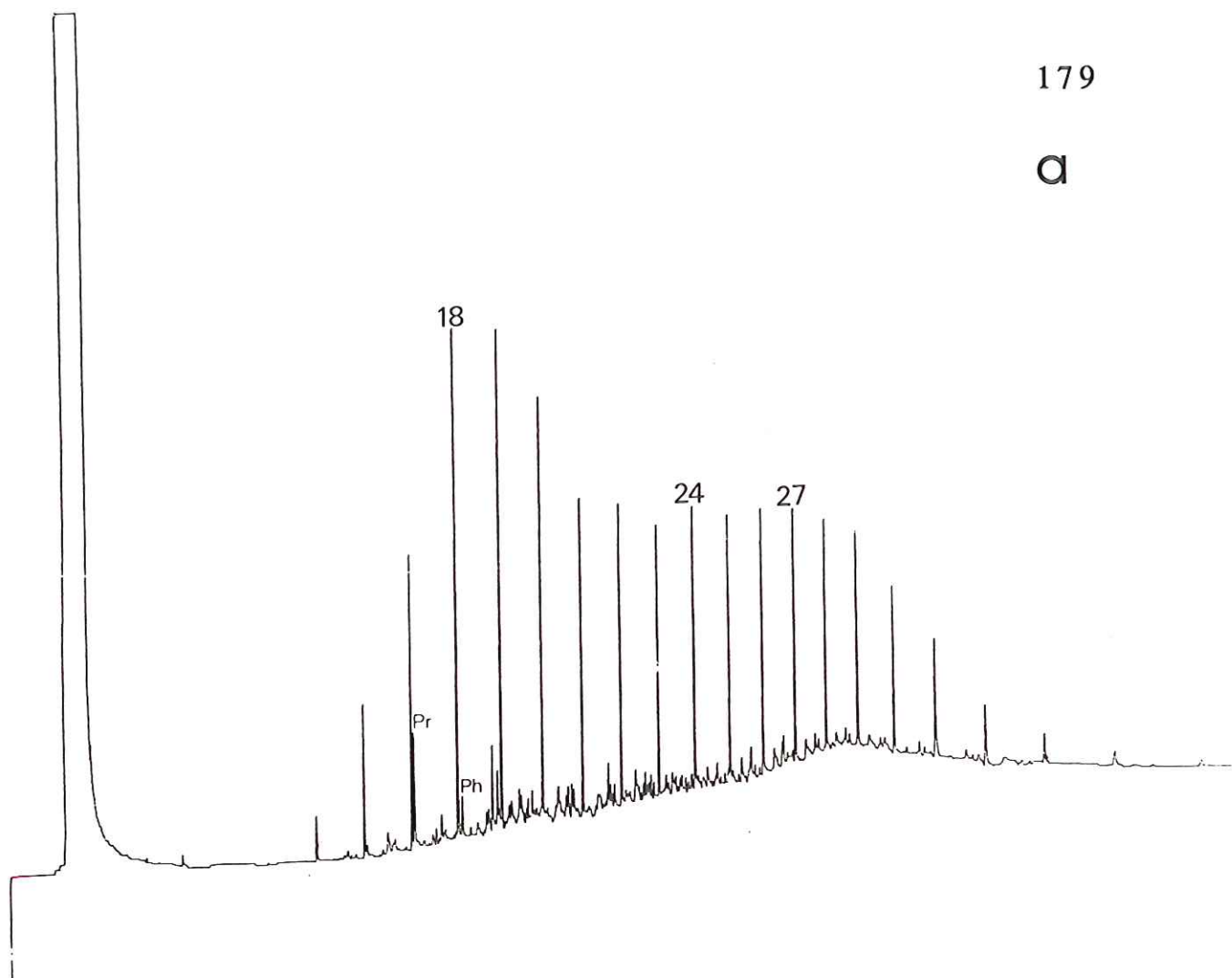


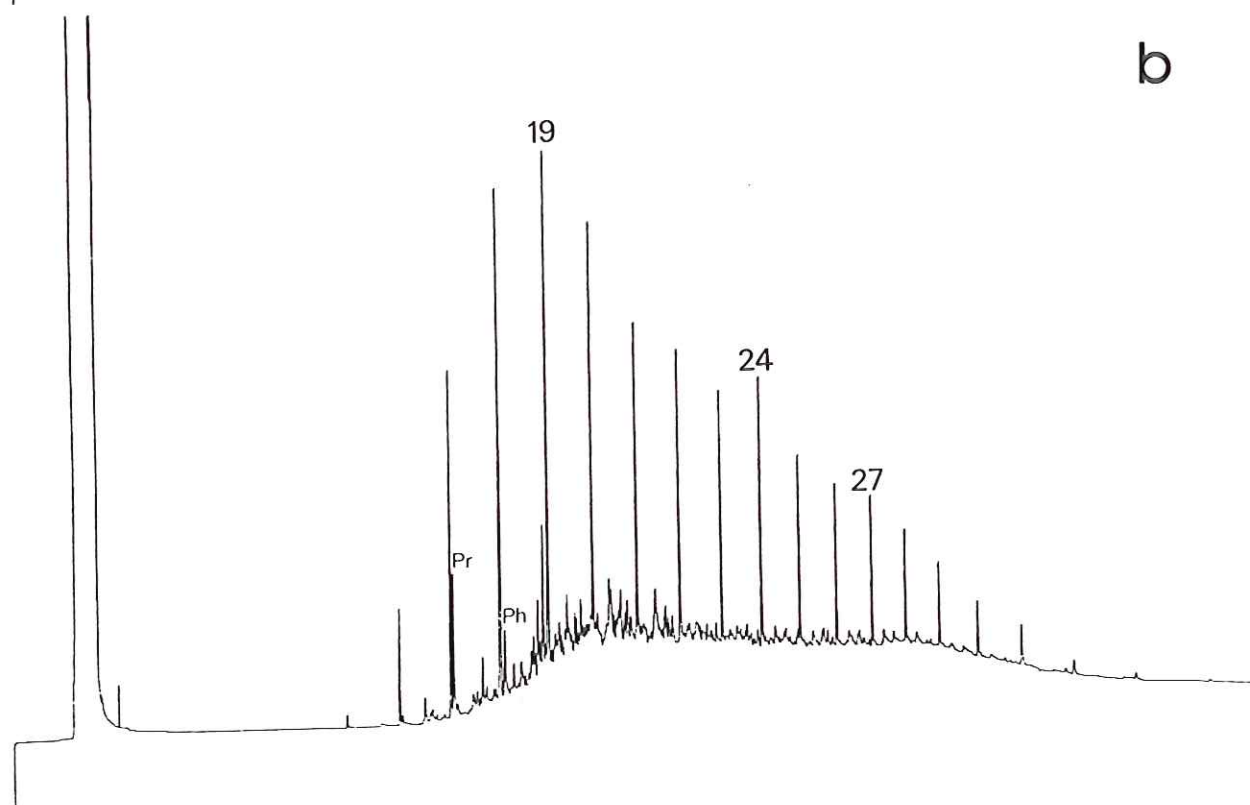
Fig.47 : Mise en évidence des variations d'intensité du phénomène de lessivage au sein de la série étudiée, à Anou-Ararène, d'après l'altération des signatures en n-alcanes (explications dans le texte).

- Carrés évidés: argilites; carrés pleins: charbons (y compris charbons argileux).
- Groupe I: charbons très peu affectés par le phénomène de lessivage.
- Groupe II: charbons lessivés.

a



b



Figs.49 .a et 49 .b - Exemples de distributions en n-alcanes d'allure bimodale présentées par des échantillons d'argilites de Sékiret, pouvant résulter de la surimposition de la signature d'hydrocarbures à celle des composés autochtones.

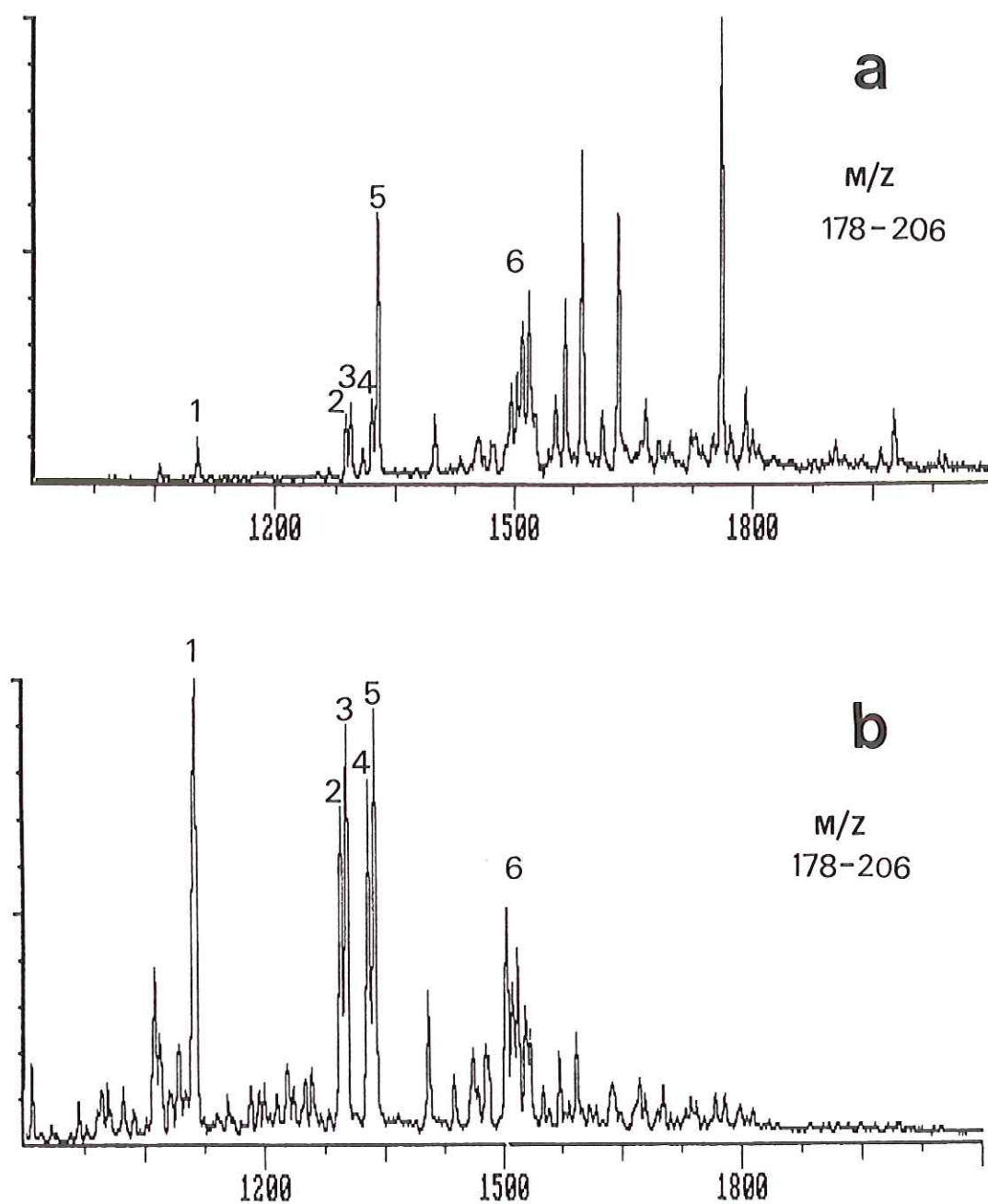


Fig.50 : Exemples de distribution des composés de la famille de phénanthrènes trouvés à Anou-Ararène (a) et Sékiret (b).

Identification: - (1) : Phénanthrène;
 - (2 à 5): Monométhylphénanthrènes -3, -2, -9, -1, respectivement;
 - (6) : Massif des diméthylphénanthrène.

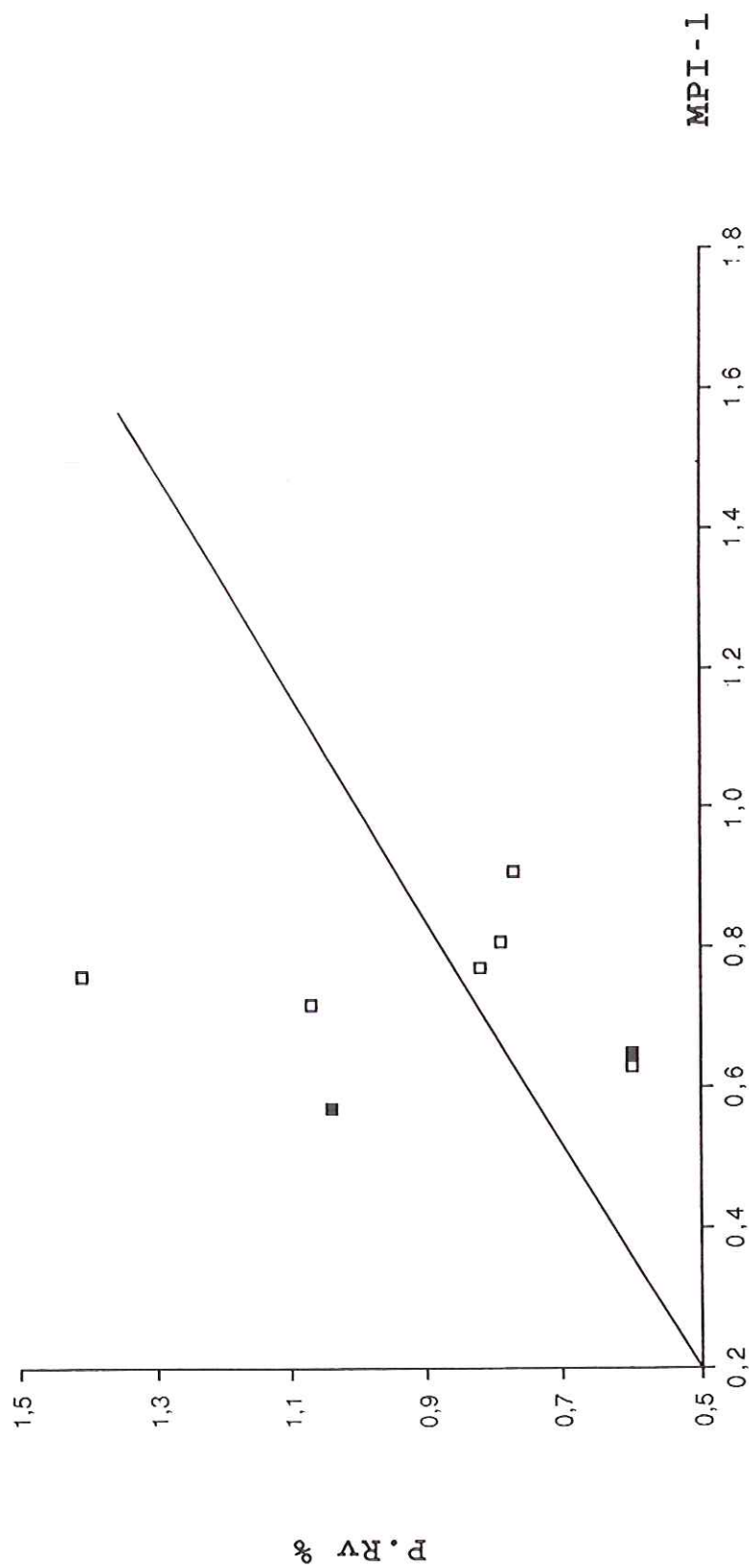


Fig. 51 : Position des données obtenues sur Anou-Araren (□) et Sékiret (■), dans un diagramme réflectance de la vitrinite -MPI 1, établi par Radke (1988).

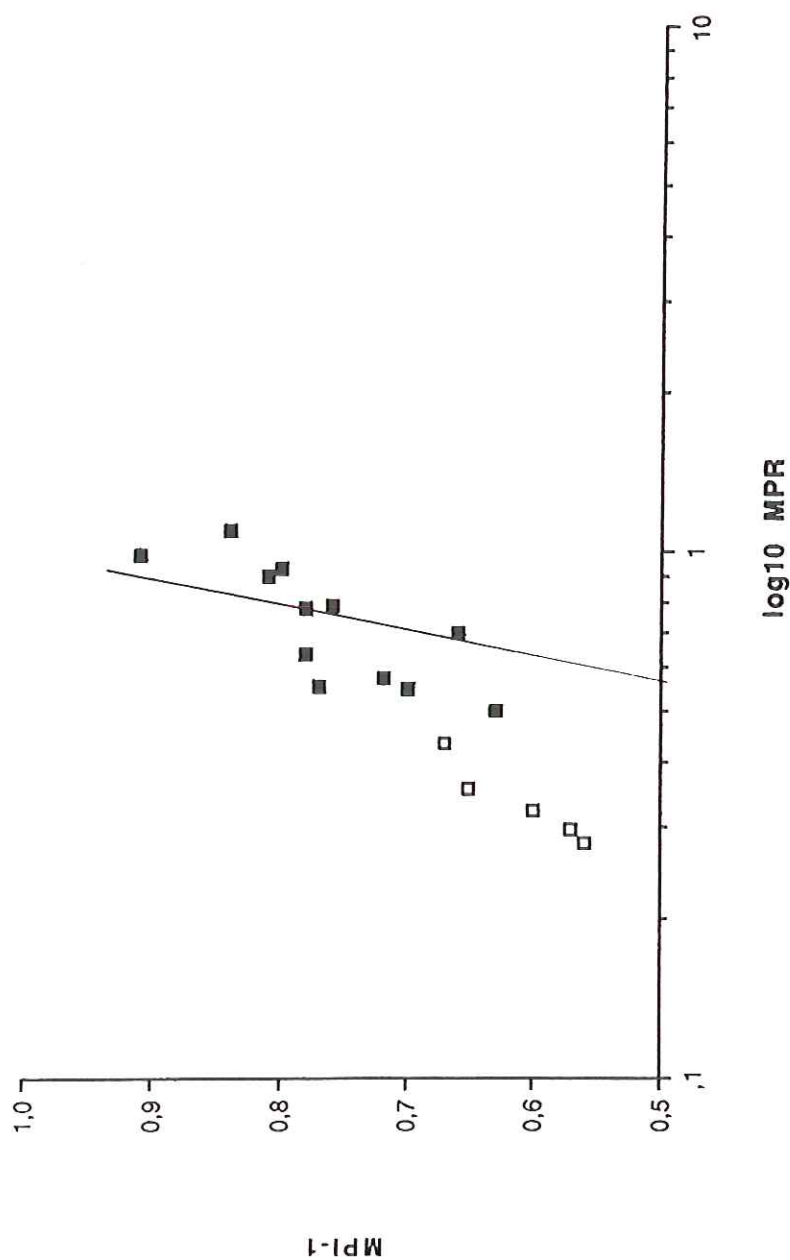


Fig. 52.a - Variation des distributions en méthylphénanthrènes, à Anou-Ararène et Sékiret, mise en évidence dans un diagramme MPR - MPI 1.

- Anou-Ararène: □ ; Sékiret: ■
 - La droite marque la corrélation des deux indices, établie d'après les données de radke (1988).

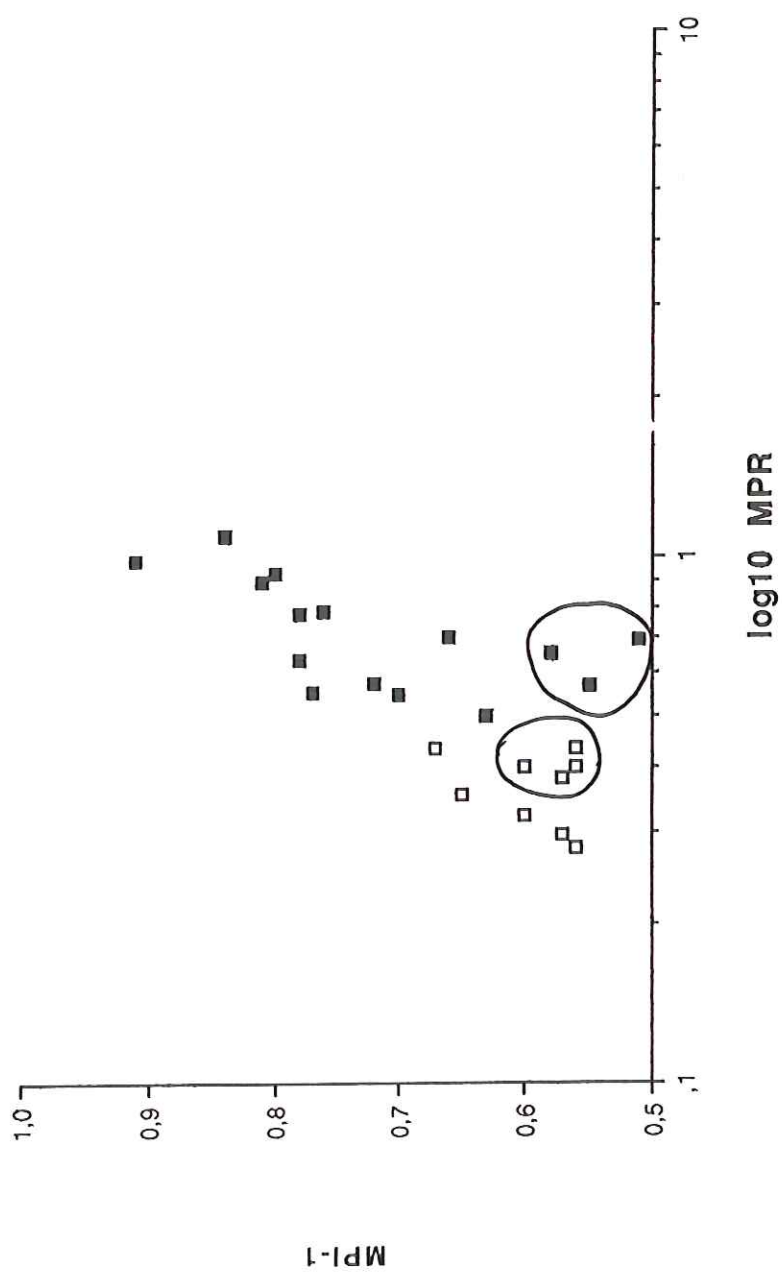


Fig.52.b - Position des points représentatifs des échantillons argileux (entourés) dans la figure précédente.

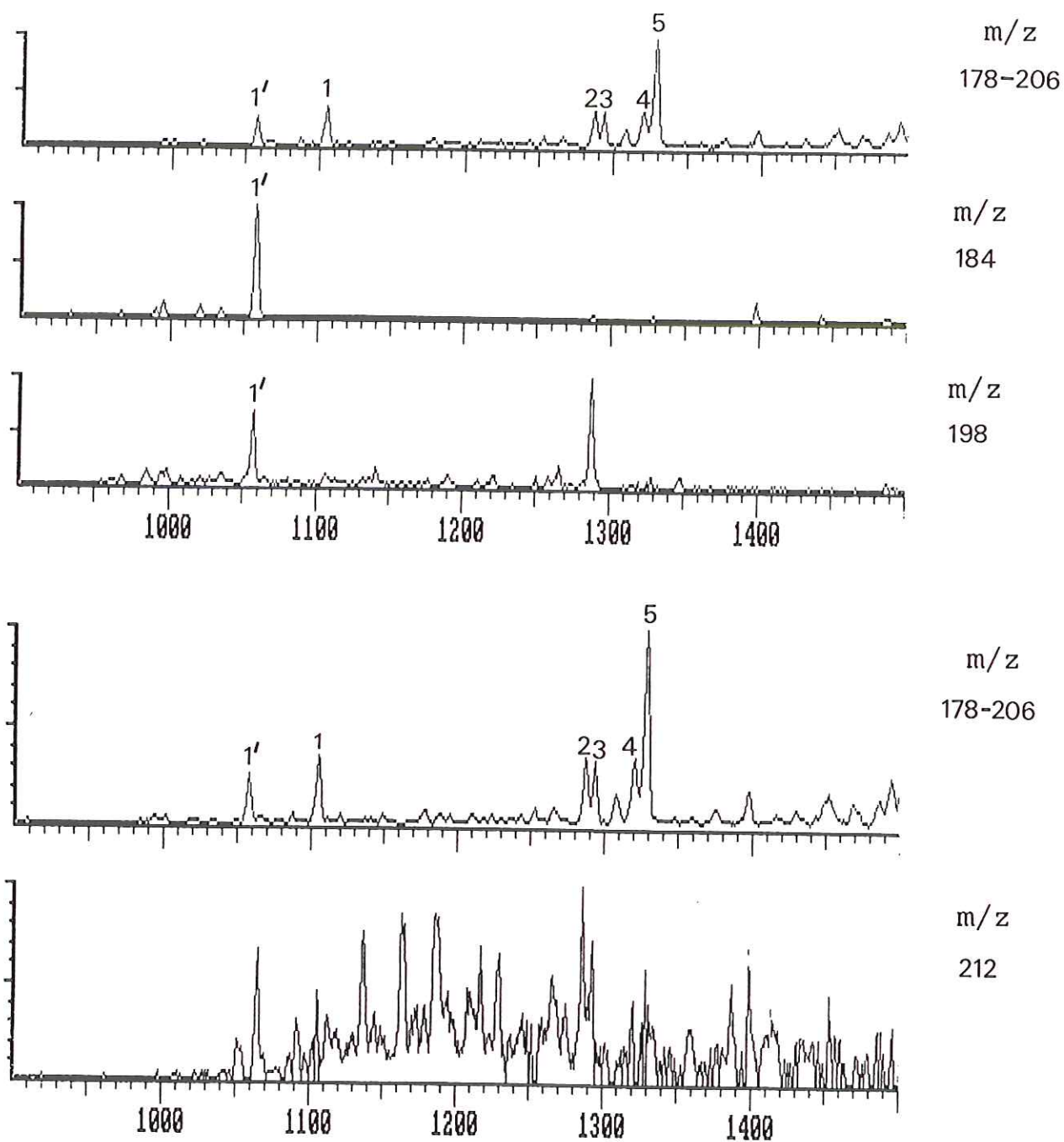


Fig.53: Exemple de répartition des composés de la famille du dibenzothiofène à Anou-Ararène; comparaison avec celle du groupe des phénanthrènes.

- Seul le dibenzothiofène (1') est ici présent (comparer avec Sékiret; fig.54).

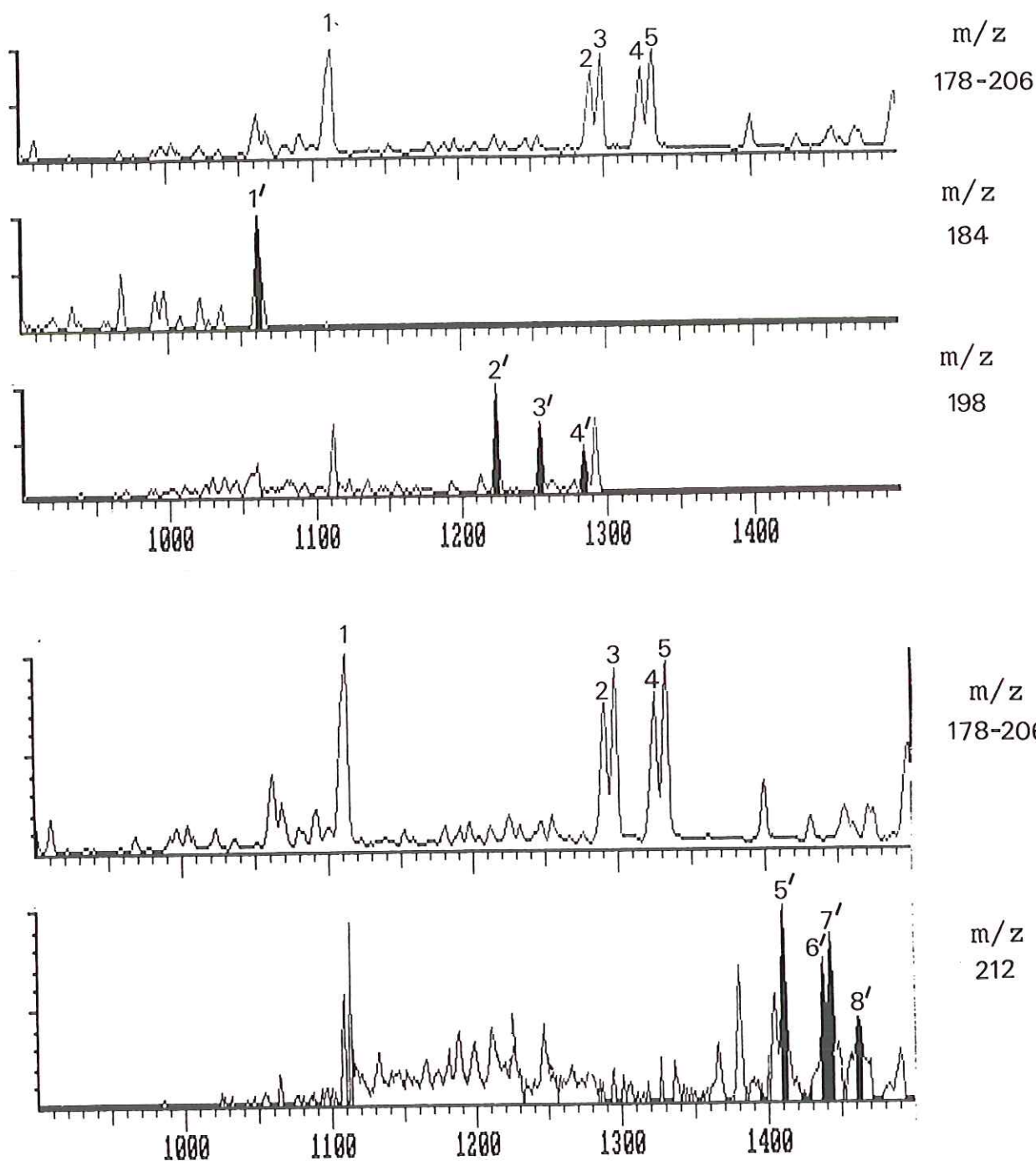


Fig.54 : Exemple de répartition des composés de la famille du dibenzothiophène à sékiret; comparaison avec celle du groupe des phénanthrènes.

Identification: - (1') : Dibenzothiophène.

- (2' à 4') : Méthyldibenzothiophène -4, -2+3, -1, respectivement.

- (5' à 8') : Diméthyldibenzothiophènes.

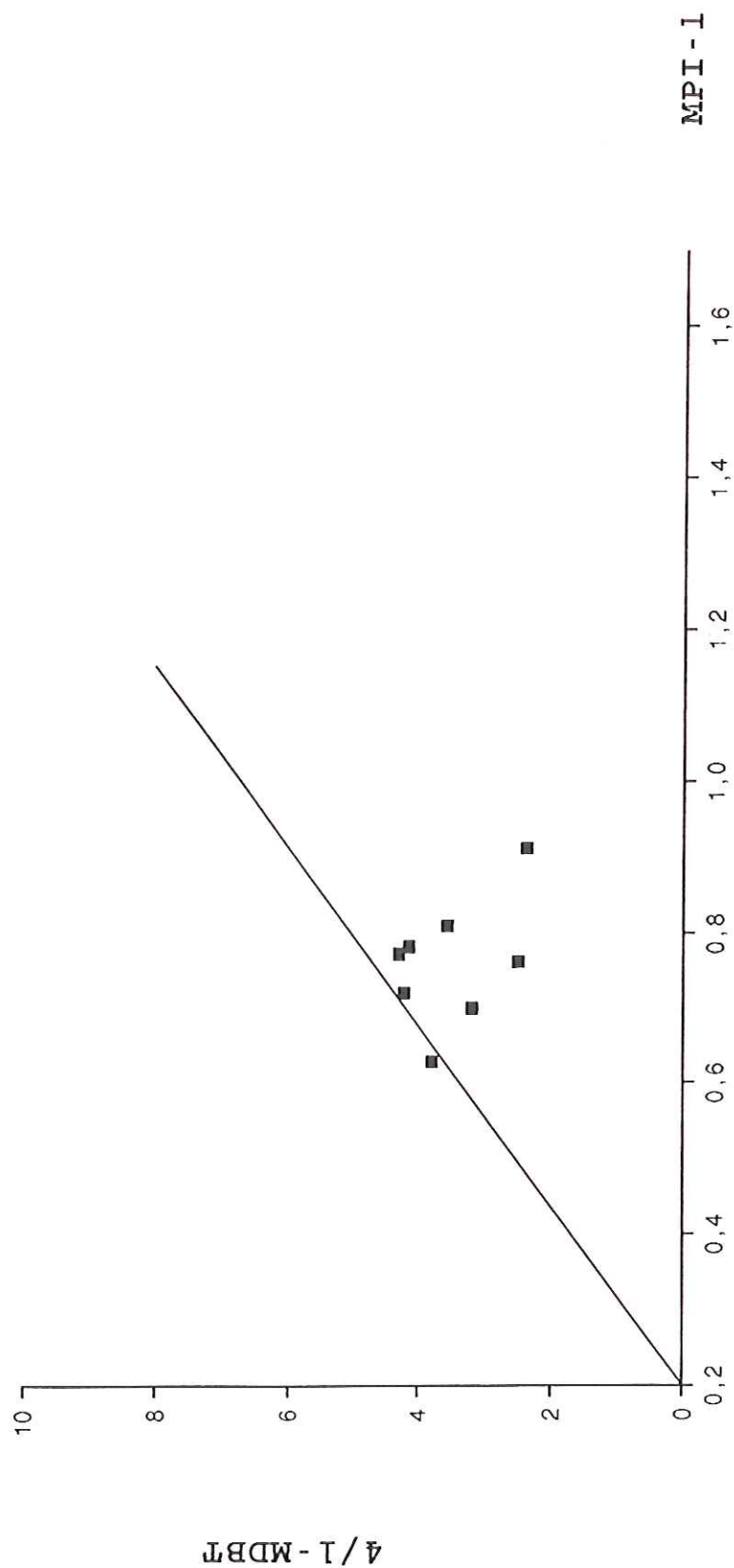


Fig. 55 : Confrontation des valeurs respectives des indices 4/1-MDBT (méthyltribenzothiofènes) et MPI 1 (méthylphénanthrène + phénanthrène), déterminées pour des échantillons de Sékiret.

- Sur la droite qui marque la corrélation des deux indices, établie d'après les données de Radke (1988), ont été reportées des valeurs correspondantes du pouvoir réflecteur de la vitrine.

Chapitre VII :

DONNEES FOURNIES PAR L'ETUDE
DE LA MATIERE ORGANIQUE
ASSOCIEE AUX GISEMENTS
D'URANIUM D'ARLIT ET AKOUTA

I - INTRODUCTION

Ce travail est entrepris dans le but d'apporter une contribution de l'étude des matières organiques à la connaissance (déjà grande) de l'environnement géologique et géochimique de la zone Arlit-Akouta située en bordure Ouest de l'Aïr, au Nord des gisements de charbon d'Anou-Ararène et de Sékiret.

A la lumière des connaissances déjà acquises sur le caractère deltaïque de l'environnement de dépôt du Tarat et du Guezouman sur la présence de niveaux riches en matière organique (Bigotte et Obellianne, 1968 ; Valsardieu, 1970 ; Rouzaud, 1979 ; Bonnamy, 1981 ; Sempéré, 1981 ; Elhamet, 1983) ainsi que sur l'évolution thermique assez complexe de ce matériau (Landais, 1986 ; Forbes et al., 1988 ; Forbes, 1989), cette approche surtout basée sur l'étude de la fraction soluble de la matière organique apporte sa contribution, en ce qui concerne notamment :

- l'origine et l'environnement de dépôt des matériaux organiques et leur distribution dans les différents faciès,
- le degré d'évolution thermique par l'utilisation des paramètres obtenus à partir de la distribution de marqueurs biologiques,
- ces composés organiques solubles étant sensibles à des processus d'altération secondaires (lessivage, oxydation), qui affectent classiquement les matières organiques associées aux minéralisations, une attention particulière est prêtée à cet aspect.

II - METHODES ET RESULTATS

II-1 - La matière organique totale (M.O.T.)

Les préparations ont été effectuées au laboratoire de Géochimie organique de l'Institut Français du Pétrole. La matière organique totale a été isolée à partir de la roche brute par élimination de la fraction minérale : les

carbonates avec l'acide chlorhydrique (HCl 6N), puis les silicates à l'aide d'un mélange d'acide fluorhydrique (HF 40 %) et chlorhydrique (HCl 6N) dans les proportions 2/3 HF et 1/3 HCl 6N. Les températures des attaques acides ne doivent jamais être inférieures à 70°C pour une meilleure efficacité.

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 15.

II-2- Analyses élémentaires

Elles ont été effectuées sur échantillons de M.O.T. (matière organique totale) au Service Central d'Analyses du C.N.R.S. de Vernaison.

La plupart des échantillons qui laissent un important résidu fixe après combustion n'ont pas permis le microdosage de l'oxygène.

Les résultats obtenus sont présentés au tableau 16 avec les teneurs en uranium des échantillons correspondants.

II-3- La pyrolyse Rock-Eval

La pyrolyse a été effectuée aussi bien sur échantillons de M.O.T. (matière organique totale) que sur roche brute pour certains d'entre eux. Les valeurs des paramètres obtenus (C.O.T. ; IH ; S2 et Tmax) sont présentées dans le tableau 17.

II-4- L'extraction chloroformique

Les taux d'extraits chloroformiques obtenus, ainsi que ceux des hydrocarbures (saturés et aromatiques) et des composés polaires, issus de leur fractionnement sont présentés dans le tableau 18 et reportés sur le diagramme triangulaire HCS-HCA-C.Pol de la figure 56.

Les chromatogrammes d'hydrocarbures saturés présentent deux types de distribution en n-alcanes :

- une distribution unimodale (Fig.57a) dont le mode varie de C23 à C25 et qui se rencontre dans les faciès gréseux à gréso-argileux ;
- une distribution bimodale (Fig.57b) avec le mode le plus important en C24 -C26. Le second mode se situe au niveau de C18 à C19. Ce genre de distribution se rencontre dans les faciès argileux.

La distribution des hydrocarbures aromatiques est dominée par les composés ou groupes de composés suivants :

- le phénanthrène et ses homologues mono- et diméthylés ($m/z = 178$ à 206) (Fig.58) ;
- le fluoranthène et le pyrène (fragmentogramme d'ion $m/z = 202$) (pics n° 14 et 15, Fig.59) ;
- le dibenzothiofène et ses homologues mono- et diméthylés ($m/z = 184$ à 212) (Fig.59) .

III - DISCUSSION

III-1 - Quantités de matière organique

Tous les échantillons prélevés dans les gisements de Taza et Akouta ont été analysés par pyrolyse Rock-Eval. Les taux de carbone organique ainsi obtenus (entre 0 et 4 %) ont permis d'écarter de cette étude les échantillons dépourvus de carbone organique.

Les échantillons les plus riches en carbone organique (0,37 à 8,23) ont fait l'objet d'une extraction de matière organique totale (M.O.T.) par attaque acide de la matrice minérale. les données fournies par l'analyse élémentaire des concentrés ainsi obtenus (Tab.15), montrent que ceux-ci renferment généralement des teneurs en soufre importantes (3,64 à 57,80 %) attribuables à la présence de pyrite, résistante au traitement appliqué. Du fait de la présence de ce minéral, les taux de carbone organique extraits sont très variables et généralement faibles (0,10 à 72,90 %; Tab.16) .

Les données présentées à la figure 60 montrent qu'il existe une corrélation entre les teneurs en soufre des extraits kérogènes et en celles d'uranium bonne dans une représentation semi-logarythique.

Ce résultat suggère, soit une participation directe de la pyrite au piègeage de l'uranium mobile par la mise en oeuvre d'un processus d'oxydo-réduction, soit une précipitation de ce métal dans l'environnement où se produisit la réduction des sulfates. L'anti-correlation mise en évidence entre les teneurs en uranium en roche (en log) et la teneur en carbone organique des extraits marque très certainement la simple dilution du matériel carboné par la pyrite, dans les extraits.

III-2- Origine et environnement de dépôt

La figure 61 montre la position des échantillons de Taza et d'Akouta, dans un diagramme IH-Tmax. Tous les échantillons étudiés se répartissent dans le domaine des matières organiques dispersées de type III ($IH < 150$ mg d'HC/g COT). Un seul échantillon de Taza (U3b.2.2(2)) présente une valeur de IH assez élevée qui le place entre les lignées III et II du diagramme. Ceci suggère, au moins pour cet échantillon prélevé dans l'unité U3b de la formation du Tarat, une contribution de matériel organique planctonique, auprès de celui d'origine terrestre qui constitue l'apport majoritaire.

Par ailleurs, certains processus d'altérations (telle que l'oxydation qui affectent fréquemment les matières organiques associées à des minéralisations ont pour conséquence un abaissement des valeurs de IH (Landais, 1986). De tels processus ont pu affecter le contenu en matière organique de Taza et Akouta en faisant disparaître la marque d'une éventuelle contribution du matériel organique planctonique. Cette hypothèse est suggérée par de tels résultats obtenus par Forbes et al. (1988) sur des échantillons du gisement d'Akouta.

Dans la figure 62 est présenté un diagramme H/C-O/C (diagramme de Van Krevelen) dans lequel ont été reportées les données obtenues sur nos échantillons ainsi que de celles obtenues par d'autres auteurs (Rouzaud, 1979 ; Bonnamy, 1981 ; Forbes, 1988). L'étude de Forbes et al. (1988) a montré qu'auprès de ces échantillons de référence (présentés dans la figure 62), il en existe d'autres qui présentent des marques de transformations telles que l'altération thermique (diminution du rapport O/C), l'oxydation (augmentation des valeurs de O/C) et les phénomènes de radiolyse (baisse de H/C et augmentation de O/C).

Par rapport aux échantillons de référence de Forbes et al. (1988), nos échantillons de la figure 62 (U3b23, U3b411, 14-N17/148 : les seuls au sein desquels il a été possible de doser l'oxygène) présentent seulement une marque d'évolution thermique ; il en est de même pour les échantillons étudiés par Rouzaud (1979) et Bonnamy (1981), à l'exception de deux échantillons ("A4" de Bonnamy et "Fines" de Rouzaud) qui semblent emprunter le chemin de l'oxydation.

Tous ces échantillons suivent le chemin d'évolution des matières organiques de type III, soulignant ainsi le caractère continental (végétaux supérieurs) de l'apport organique.

La figure 57 montre les différentes distributions de n-alcanes rencontrées tant à Taza qu'à Akouta.

Il est à noter que les modes en C23 à C25 présentent une faible proportion de n-alcanes lourds par rapport aux distributions provenant des végétaux supérieurs (voir chapitre III). Comme dans le cas des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret, nous retenons une distribution caractéristique de type III ayant subi un craquage thermique.

Certains échantillons argileux présentent un deuxième mode situé autour de C18-C19. Cette allure bimodale pourrait résulter d'un apport planctonique aux côtés du matériel d'origine continental (Tissot et Welte, 1978).

Des études palynologiques effectuées par Elhamet (1983) et De Rouvre (1985) ont mis en évidence la contribution de végétaux supérieurs tels que des Coniferophytes (*Lebachia piniformis*), des Lycophytes (*Lepidodendropsis rhombiformis*), des Sphenophytes, ainsi que des fructifications et des organes reproducteurs attribués à des Cordaitophytes, dans la formation du Tarat.

Le caractère deltaïque du milieu lors du dépôt des formations du Tarat et du Guezouman (Bigotte et Obellianne, 1968 ; Valsardieu, 1970) expliquerait la contribution du matériel organique planctonique.

III-3- Evaluation du degré d'évolution thermique et recherche des marques d'altération ayant affecté la matière organique après dépôt

La mise en place des minéralisations uranifères de la région d'Arlit-Akouta a bénéficié de la contribution de circulations de fluides hydrothermaux dont l'effet sur la matière organique a été mis en évidence par Forbes (1989), Forbes et al. (1988).

De tels phénomènes ont été mis en évidence dans les séries d'Anou-Ararène et Sékiret (voir chapitre IV). L'évolution thermique "anormale" qui découle de l'action de ces fluides hydrothermaux s'est accompagnée de la mise en oeuvre de processus d'altération dont les marques ont été décelées par l'étude de la matière organique soluble (hydrocarbures saturés et aromatiques : chapitre V).

Le caractère conjugué de ces deux phénomènes nous conduit ici à traiter ensemble les aspects "évolution thermique" et "recherche de marques d'altération".

Le diagramme H/C-O/C de la figure 62 montre que nos échantillons sont entrés dans la fenêtre à huile ($H/C < 0,8$ et $O/C < 0,15$). Les valeurs du Tmax Rock-Eval varient de 430 à 450°C (un échantillon U2a3.2 atteint 470°C) indiquent également une entrée dans le domaine de la catagenèse.

Les mesures de PRv (pouvoir réflecteur de la vitrinite) sont sujettes à caution, en raison de la petite taille des particules et d'une fusinisation qui rend difficile la diagnose de la vitrinite. Dans ce cas, et dans celui des matières organiques de type I et II, l'évaluation du degré d'évolution thermique se fait aussi par le MDR (méthyldibenzothiofène ratio) qui présente une bonne corrélation avec le Tmax (Radke, 1988).

La figure 65 montre la position des échantillons de Taza-Akouta sur un diagramme MDR-Tmax, aux côtés de ceux de Sékiret. La droite de corrélation est celle obtenue par Radke (1988) d'après l'étude de charbons et de kérogènes d'origines diverses.

Le paramètre MDR est obtenu par le rapport des méthyldibenzothiofènes -4 et -1. Du fait de la moindre stabilité thermique de l'isomère 1 du méthyldibenzothiofène par rapport au -4, ce rapport est utilisé comme paramètre de maturité. Les échantillons d'Anou-Ararène se caractérisent par une absence de ces composés mono-méthylés du dibenzothiofène, le paramètre MDR n'a pas été calculé. Compte tenu des valeurs de Tmax (430-440°C), ces échantillons se situeraient au niveau du nuage des points représentatifs des échantillons de Taza-Akouta. Leur degré d'évolution thermique serait comparable et inférieur à celui de Sékiret.

La figure 64 montre la position des points représentatifs des échantillons de Sékiret et de Taza-Akouta dans un diagramme MPI-1/MDR. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les échantillons de Sékiret se

regroupent au voisinage de la droite de corrélation établie par Radke (1988). Dans ce diagramme les échantillons de Taza-Akouta montrent des valeurs élevées de MPI-1. Ces valeurs élevées (de même que celles de MPR) s'observent également sur le diagramme MPI-1/log MPR de la figure où on note un décalage entre les échantillons de Taza-Akouta et ceux d'Anou-Ararène, pourtant de maturité comparable.

Ceci nous amène à émettre quelques hypothèses pour expliquer les valeurs élevées des paramètres MPI-1 et MPR des échantillons de Taza-Akouta :

- L'effet catalytique de la matrice minérale (argilo-gréseuse) importante dans les échantillons de Taza-Akouta aurait favorisé la transformation du méthylphénanthrène-1 en son isomère-2 plus stable, augmentant ainsi les valeurs du MPR (Ramanampisoa et al., 1990).

- L'action des circulations de fluides chauds pourrait avoir provoqué la transformation des isomères -1 et -9 méthylphénanthrènes en isomères -2 et -3 méthylphénanthrènes thermiquement plus stables, augmentant ainsi les valeurs de MPI-1. En effet, par rapport à la flexure-faille d'Arlit, Sékiret et Anou-Ararène sont plus à l'Est que Taza et Akouta, donc plus éloignés de la source des fluides qui, selon Forbes (1989), ont circulé d'Ouest en Est.

- Les effets du lessivage qui accompagne ces circulations hydrothermales peuvent avoir réduit les proportions du Phénanthrène, plus soluble que ses homologues mono-méthylés; ceci aura pour effet l'augmentation des valeurs de MPI-1. Ces effets sont visibles sur les distributions de n-alcanes qui semblent avoir perdu une partie de leurs fractions légères.

- Enfin, l'effet d'irradiation par les particules d'uranium peut avoir joué un rôle. Encore faudrait-il, pour apprécier l'importance de cet effet, disposer d'échantillons non uranifères (ou très faiblement uranifères), afin de comparer la distribution de ces composés aromatiques.

IV - CONCLUSION

Cette étude de caractérisation de la matière organique des gisements d'Arlit et d'Akouta nous permet de retenir les enseignements suivants :

- La matière organique déposée dans un environnement deltaïque résulte d'un double apport (continental et planctonique); le matériel continental (végétaux supérieurs) proviendrait d'espèces végétales comme les Coniferophytes, les Lycophytes, les Sphenophytes et les Cordaitophytes.

- Les paramètres de maturité déduits de la distribution des biomarqueurs aromatiques sont venus à l'appui des données déjà acquises en ce qui concerne le degré de maturité de ces matières organiques; en effet, à la diagenèse d'enfouissement s'est superposé l'effet de circulations hydrothermales et peut-être celui dû à l'irradiation issue des particules radioactives.

- Sous l'influence probable des circulations hydrothermales, des traces de lessivage ont été décelées sur les fractions solubles de la matière organique.

- Le piégeage de l'uranium a nécessité soit une participation directe de la pyrite, soit par des processus d'oxydo-réduction mettant en oeuvre la réduction des sulfates.

ECHANT.	Faciès	Quantité éch. mg	M.O.T mg	M.O.T %
Taza				
U2a35	Grès	9814	101	1,03
U2a41	Gr-Arg.	9858	364	3,69
U2a42	Gr-Arg.	9859	251	2,55
U2a52	Gr-Arg.	9901	302	3,05
U2a63	Gr-Arg.	9908	45	0,45
U3a3	Grès	9578	40	0,42
U3a4	Grès	9884	55	0,56
U3b23	Arg.	9882	571	5,78
U3b411	Arg.	9717	121	1,25
Tchi	Arg.	9880	282	2,85
Akouta				
1-E51/31C	Grès	9808	50	0,51
1+E51/31C	Grès	9875	813	8,23
14-N17/148	Arg.	9894	37	0,37
24-Ac-Ak	Arg.	9845	53	0,54
32-E982/36	Grès	9879	255	2,58
39-Tr-Bc	Arg.	9890	75	0,76
40-Ac-Ak	Grès	9945	55	0,55

Tab.15 - Quantités absolues et relatives d'extraits kérogène (MOT) fournies par attaque acide (Hcl/HF) d'échantillons de Taza et d'Akouta.

ECHANT.	Faciès	U ppm	C %	H %	S %	O %	H/C at.	O/C at.
<u>Taza</u>								
U2a35	Grès	1838,28	0,82	0,30	53,73	n.d	4,39	n.d
U2a41	Gr-Arg.	3401,47	0,63	< 0,1	52,20	n.d	n.d	n.d
U2a42	Gr-Arg.	n.d	0,49	0,12	54,97	n.d	2,94	n.d
U2a52	Gr-Arg.	n.d	0,30	< 0,1	57,88	n.d	n.d	n.d
U2a63	Gr-Arg.	n.d	0,38	< 0,1	44,08	n.d	n.d	n.d
U3a3	Grès	1173,45	3,84	0,23	45,47	n.d	0,72	n.d
U3a4	Grès	n.d	5,78	0,58	33,80	n.d	1,20	n.d
U3b23	Arg.	102,76	68,00	4,05	3,64	7,56	0,71	0,08
U3b411	Arg.	133,35	65,63	3,77	5,01	11,02	0,69	0,13
Tchi	Arg.	81,14	20,33	1,22	24,67	n.d	0,72	n.d
<u>Akouta</u>								
1-E51/31C	Grès	2875,92	3,23	0,21	41,69	n.d	0,78	n.d
1+E51/31C	Grès	3249,85	0,09	< 0,1	52,93	n.d	n.d	n.d
14-N17/148	Arg.	100,15	72,90	3,39	4,63	8,78	0,56	0,09
24-AC-AK	Arg.	135,12	25,66	1,17	4,42	n.d	0,55	n.d
32-E982/36	Grès	n.d	0,10	< 0,1	50,67	n.d	n.d	n.d
39-Tr-Bc	Arg.	n.d	15,27	0,92	25,99	n.d	0,72	n.d
40-AC-AK	Grès	n.d	1,74	< 0,1	48,86	n.d	n.d	n.d

Tab.16 - Données d'analyses élémentaires (C,H,O,S) des extraits kérogène (MOT) et teneurs en uranium (sur roche brute) des échantillons de Taza et Akouta.

	ECHANT.	Facies	COT(%)	IH(mg/gC)	Tmax(°C)	S2(mg/gRo)
T A Z A	<u>M.O.T</u>					
	U2a35	Grès	0,13	n.d	n.d	1,35
	U2a41	Gr-Arg.	0,23	n.d	n.d	2,14
	U2a42	Gr-Arg.	0,15	n.d	n.d	0,93
	U2a52	Gr-Arg.	0,25	n.d	n.d	2,36
	U3b23	Arg.	71,33	96	431	68,66
	U3b411	Arg.	68,43	51	437	35,09
	Tchi	Arg.	14,57	44	450	6,47
	<u>Roche Brute</u>					
	U2a22	Gr-Arg.	0,17	29	583	0,05
	U2a32	Arg.-Gr	2,70	21	470	0,58
	U3b22(1)	Arg.-Gr	1,82	50	430	4,77
	U3b22(2)	Arg.	3,08	262	433	6,47
AKOUTA	<u>M.O.T</u>					
	1-E51/31C	Grès	0,61	n.d	n.d	3,88
	1+E51/31C	Grès	0,13	n.d	n.d	1,46
	14-N17/148	Arg.	0,19	130	445	0,15
	24-Ac-Ak	Arg.	17,70	127	436	22,60
	32-E982/36	Grès	0,25	n.d	n.d	2,76
	39-Tr-Bc	Arg.	9,20	36	429	3,33
	40-Ac-Ak	Grès	0,52	n.d	n.d	4,62
	<u>Roche Brute</u>					
	20-E44/32B	Grès	1,38	76	446	1,06
	35-E985/34	Arg.	0,19	73	438	0,14

Tab.17 - Données fournies par pyrolyse Rock-Eval des échantillons de Taza et Akouta.

Echant.	Extr(ppmRo)	HCS(%)	HCA(%)	C. Pol.(%)	MDR	MPR	MPI-1
Taza							
U2a22	18,000	26,32	13,16	60,53	n.d	n.d	n.d
U2a32	6,667	50,00	16,67	33,33	n.d	n.d	n.d
U3b22(1)	36,250	14,63	1,22	84,15	n.d	n.d	n.d
U3b22(2)	384,667	27,84	7,06	65,10	1,45	2,17	1,32
U3b23	438,600	20,00	16,19	63,81	0,71	1,24	1,01
U3b411	40,667	12,50	1,04	86,46	n.d	n.d	n.d
Tchi	20,833	17,07	17,07	65,85	n.d	n.d	n.d
Akouta							
20-E44/32B	24,333	3,28	1,64	95,08	n.d	n.d	n.d
24-Ac-Ak	29,500	13,98	8,60	77,42	1,03	1,35	0,95
35-E985/34	26,167	7,58	4,55	87,88	n.d	n.d	n.d
39-Tr-Bc	43,250	29,11	4,43	66,46	1,20	1,38	0,32

Tab.18 - Données relatives aux quantités, composition d'extraits chloroformiques, ainsi que des indices déterminés par la distribution des hydrocarbures aromatiques.

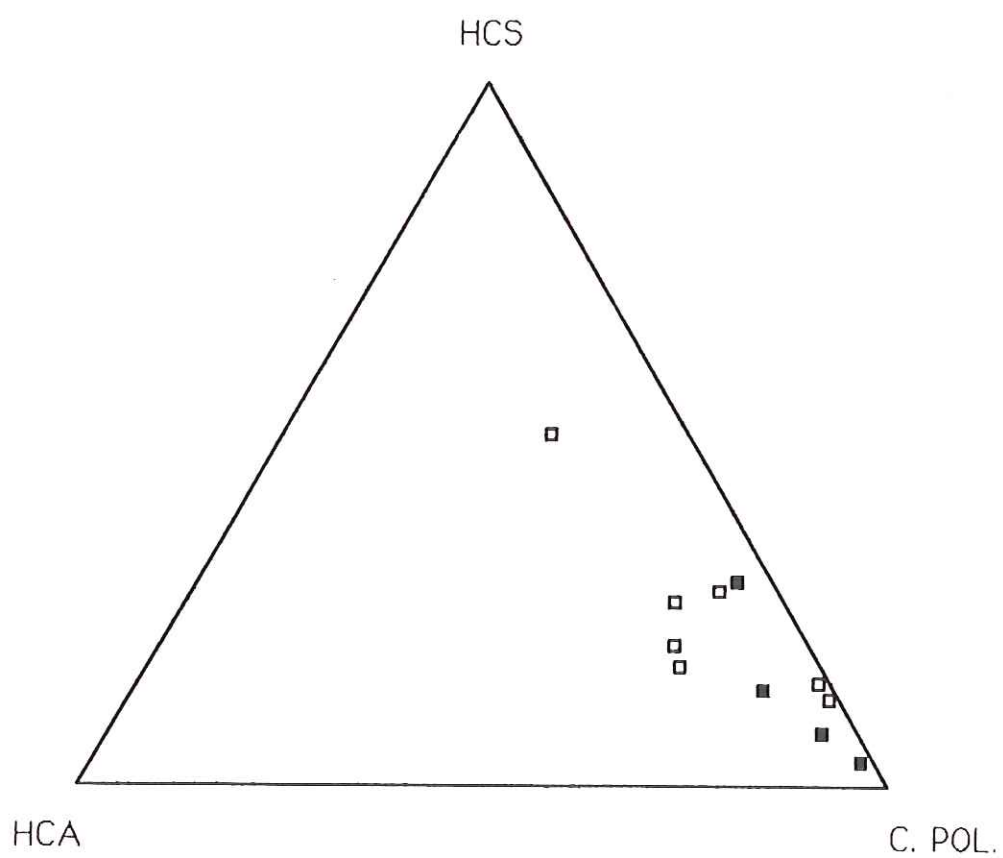


Fig.56 - Position des points représentatifs des échantillons de Taza et d'Akouta dans un diagramme triangulaire HCS-HCA-C.Pol.

□ Taza ■ Akouta

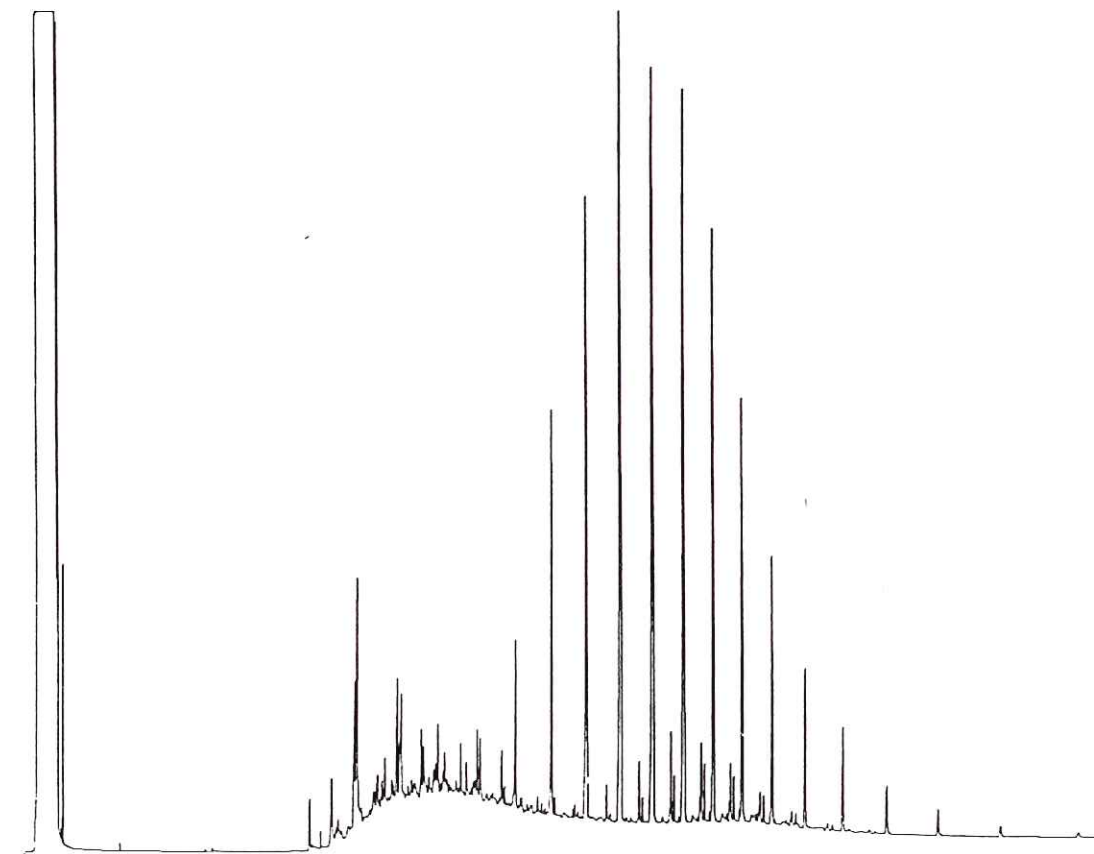
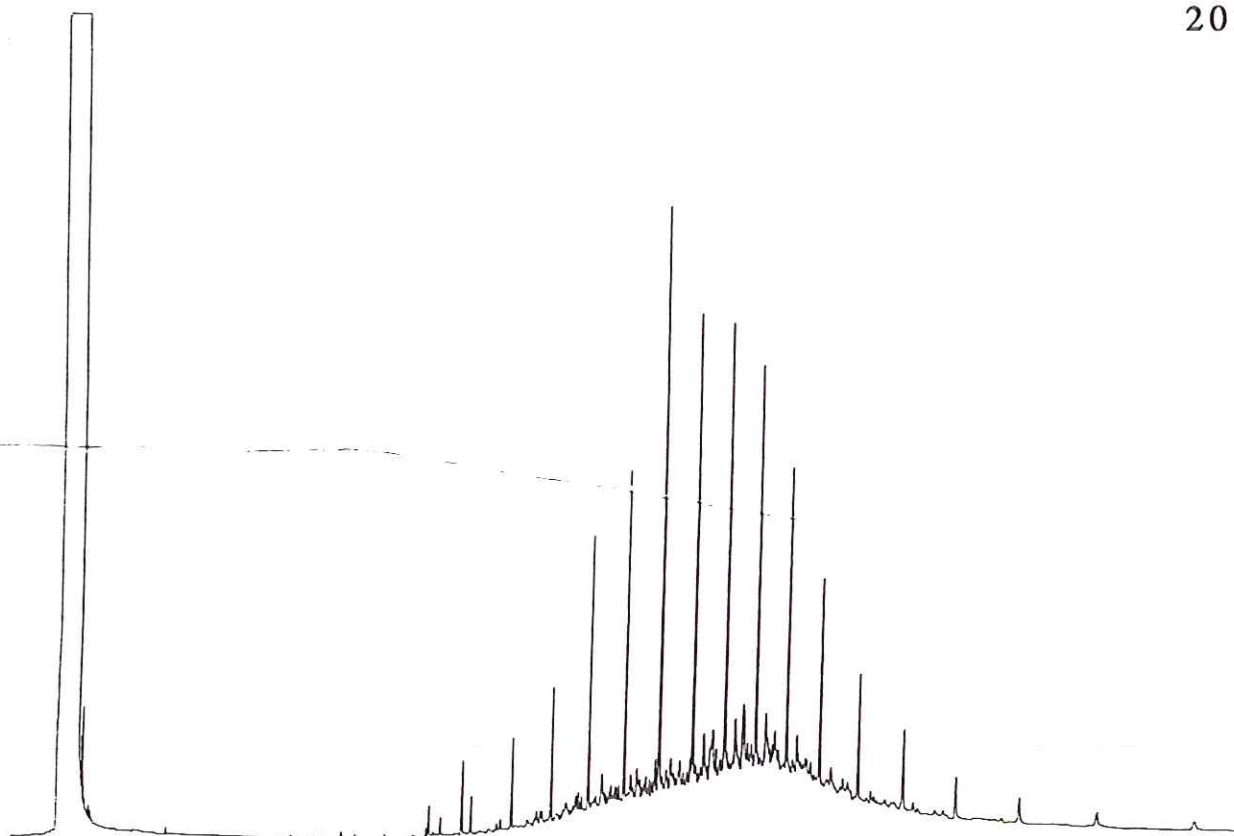


Fig.57 - Chromatogrammes d'hydrocarbures saturés représentant les principales distributions des n-alcanes dans les échantillons de Taza et d'Akouta.

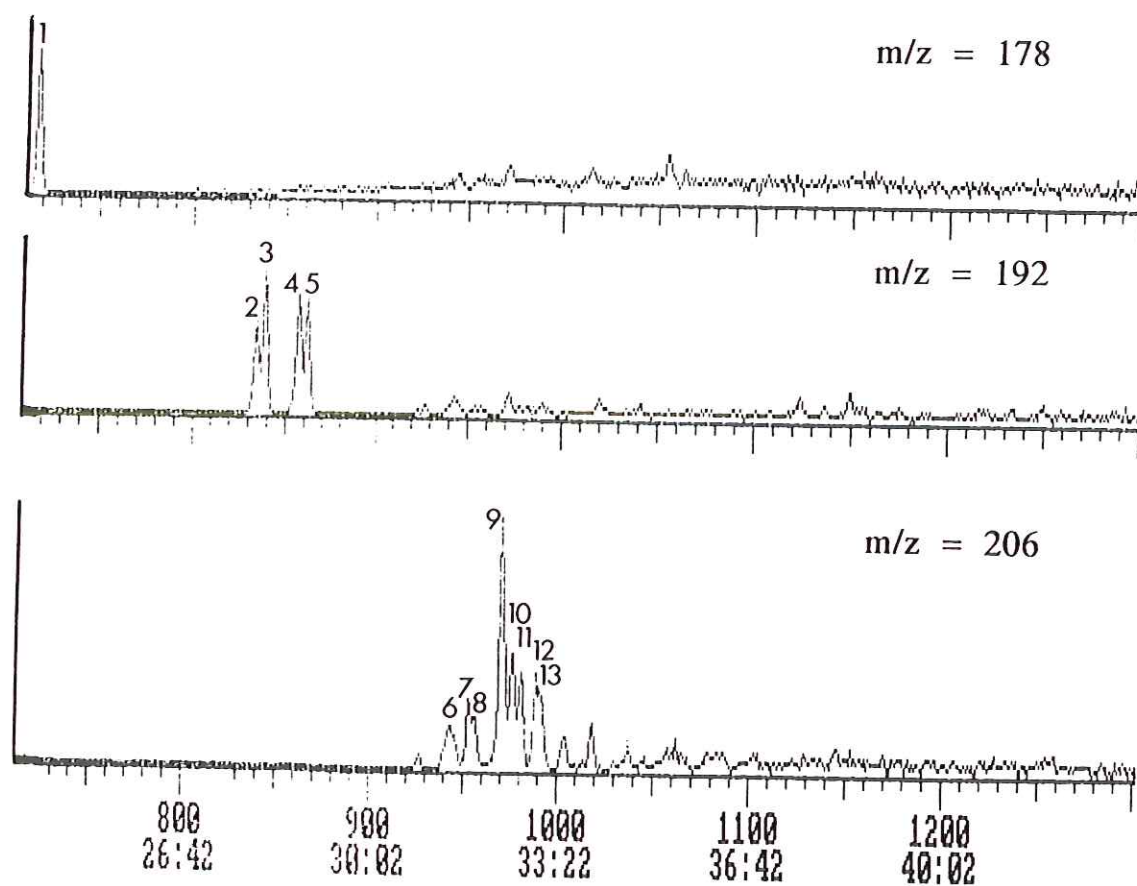


Fig.58 - Exemple de distribution des composés de la famille des phénanthrènes trouvés à Taza et Akouta.

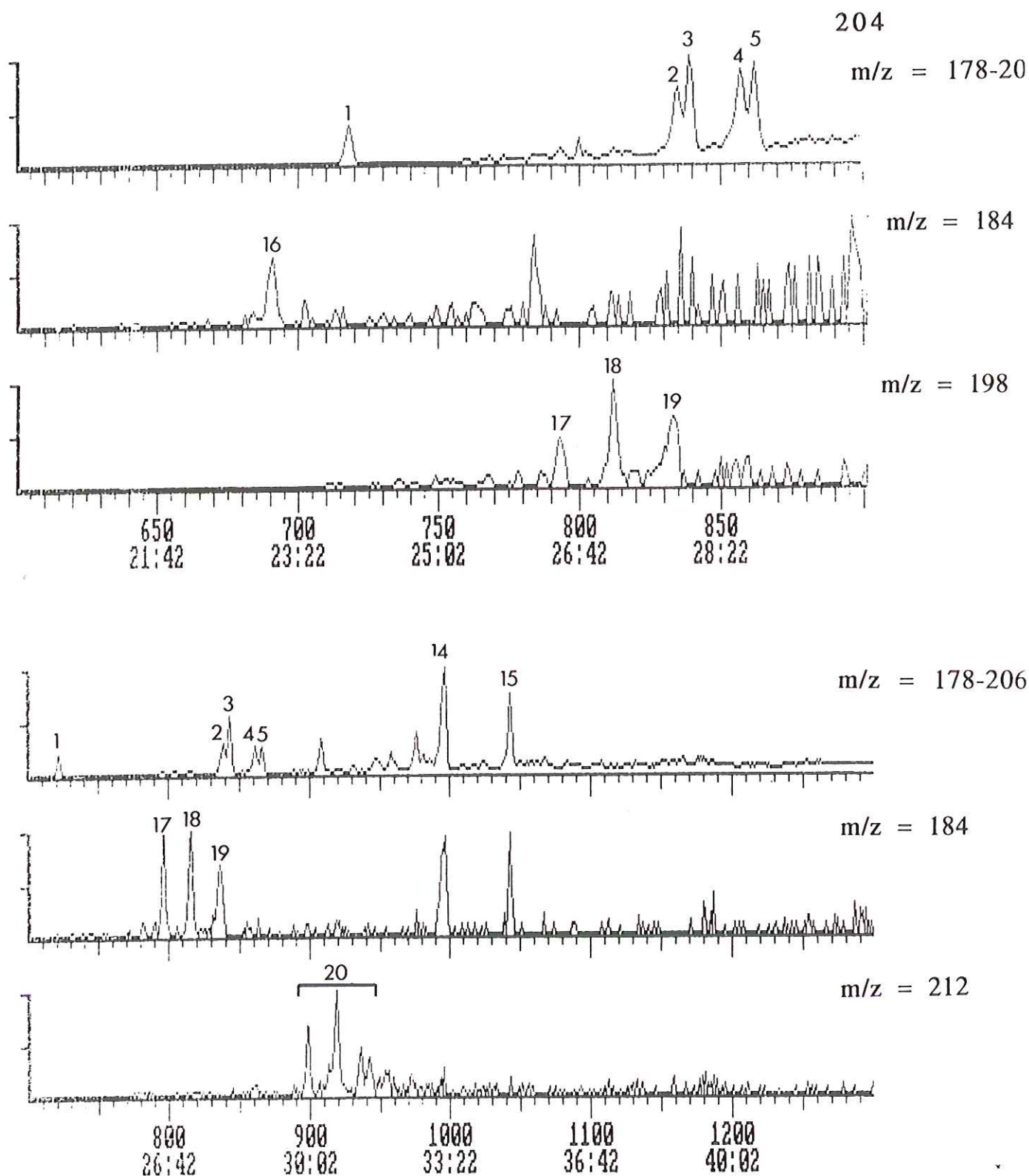


Fig.59 - Exemple de répartition des composés de la famille du dibenzothiophène à Taza et Akouta; comparaison avec celle du groupe des phénanthrènes.

Identification des pics correspondant aux différents composés aromatiques des figures 58 et 59.

1	Phénanthrène.
2 à 5	Méthylphénanthrène -3, -2, -9, -1.
6 à 13	Diméthylphénanthrènes
14	Fluoranthène
15	Pyrène
16	Dibenzothiofène
17 à 19	Méthyldibenzothiofènes
20	Diméthyldibenzothiofènes.

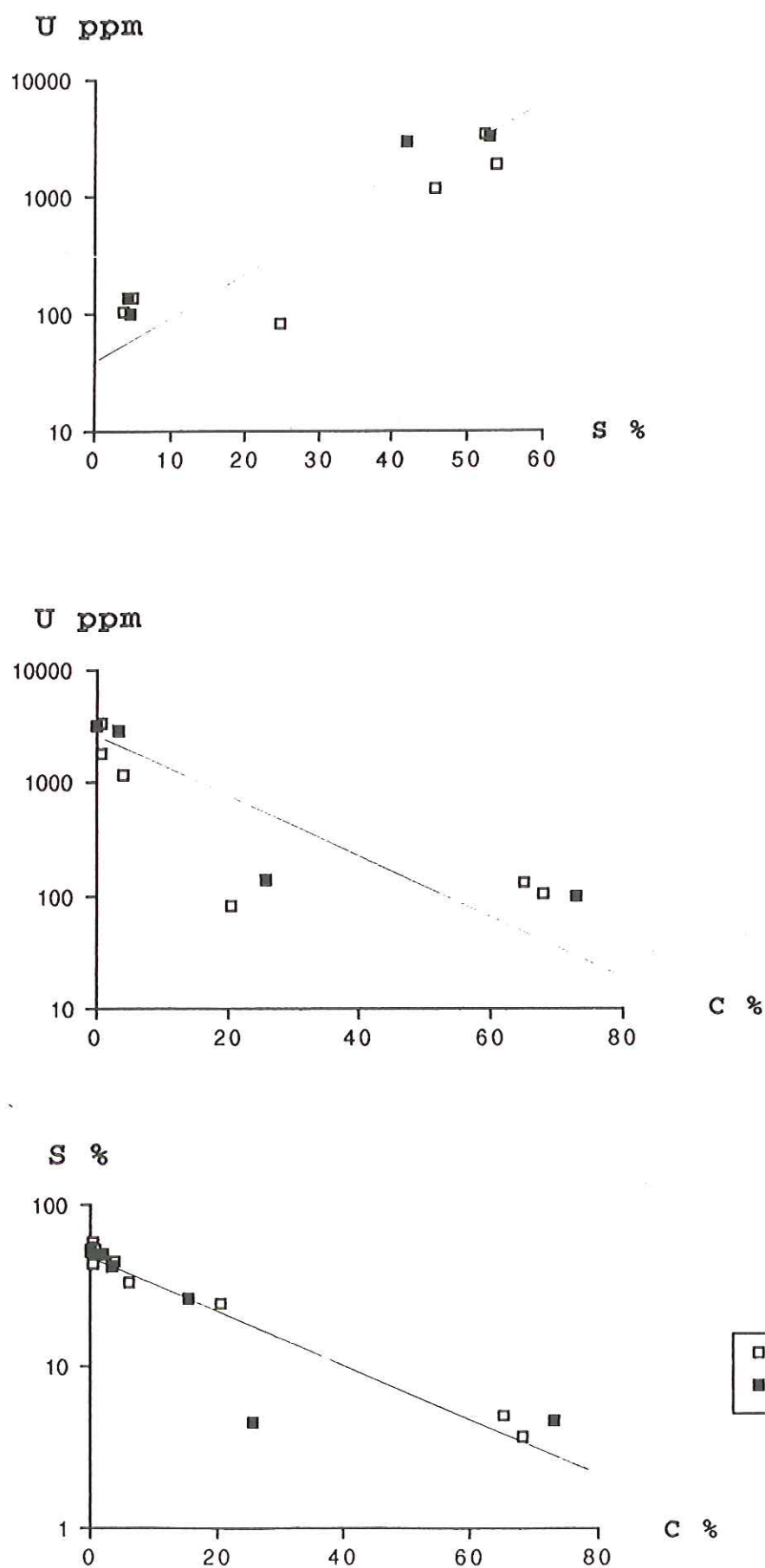


Fig.60 - Diagrammes de corrélation entre les éléments uranium-soufre-carbone.

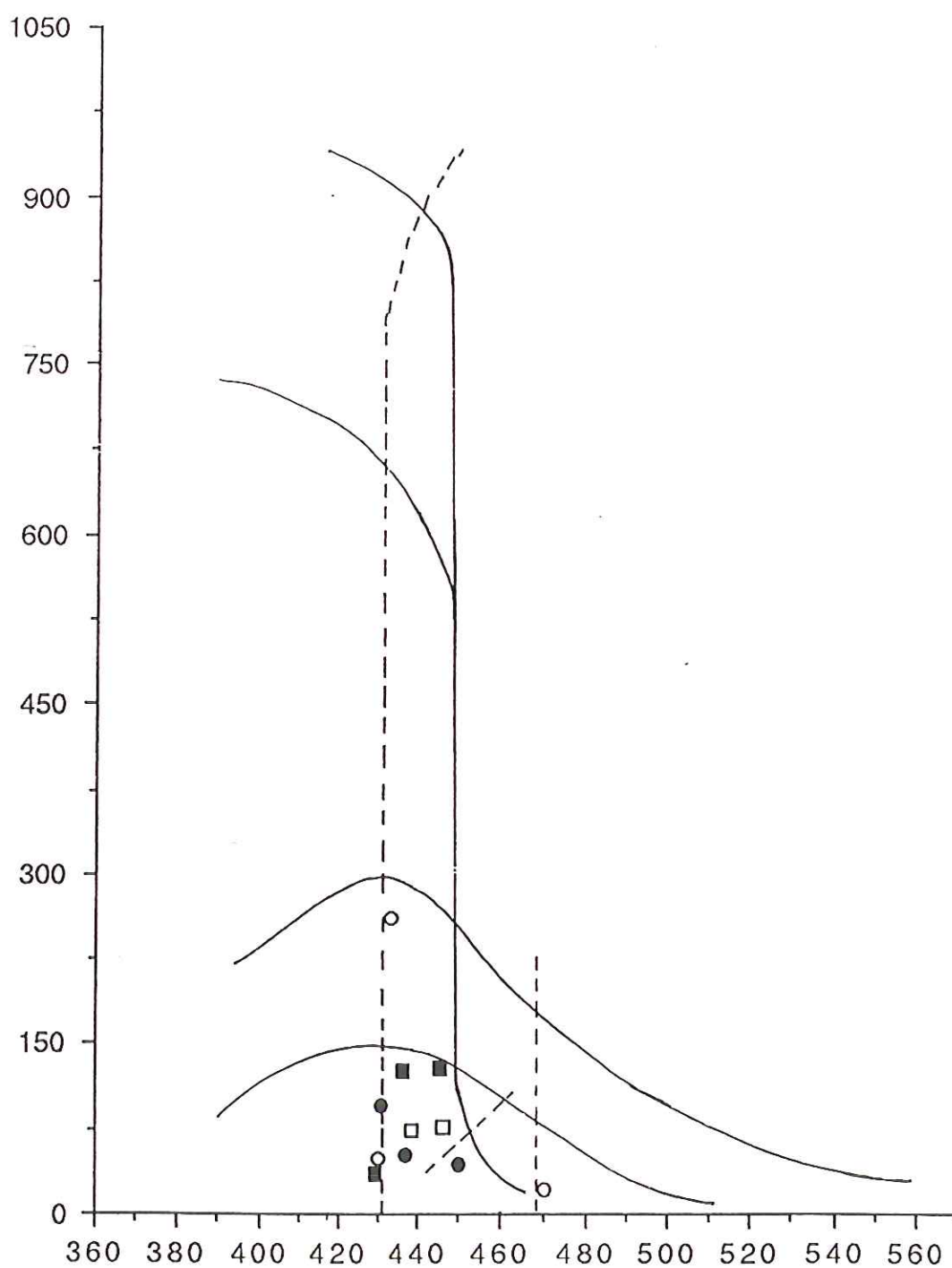


Fig.61 - Position des points représentatifs des échantillons de Taza et d'Akouta dans un diagramme $IH-T_{max}$.

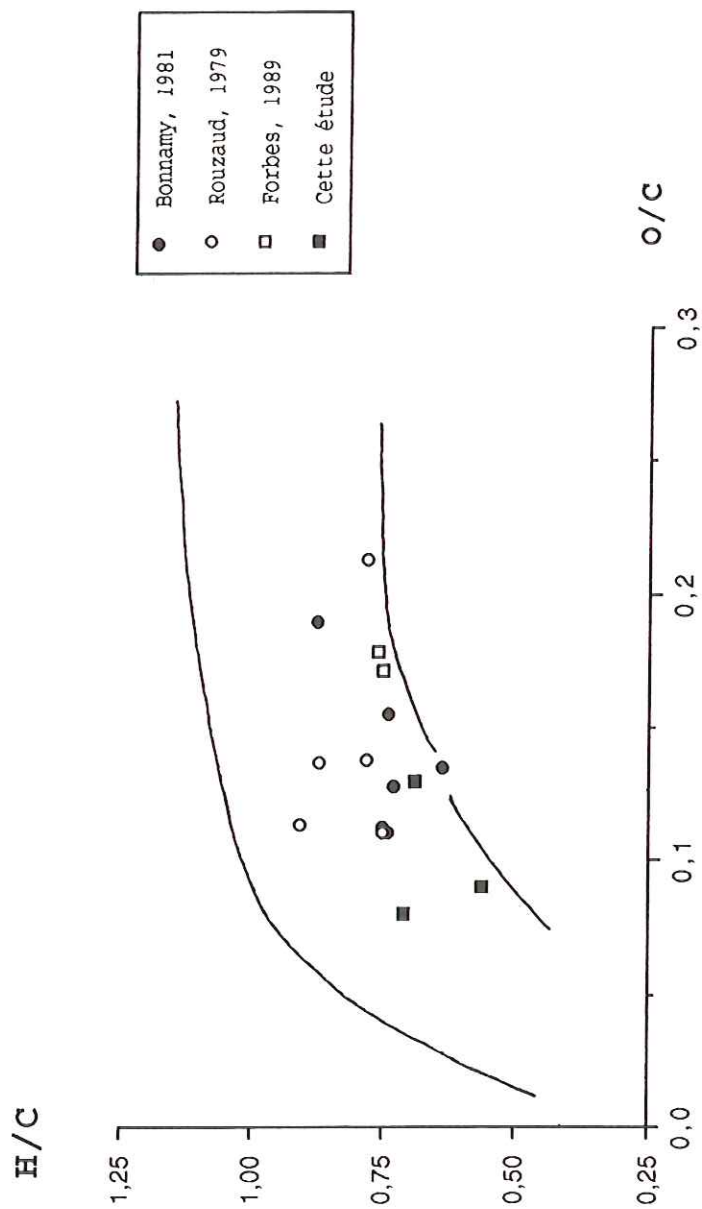


Fig. 62 - Position des points représentatifs des échantillons provenant des gisements d'uranium de la région d'Arlit-Akouta dans un diagramme de Van Krevelen.

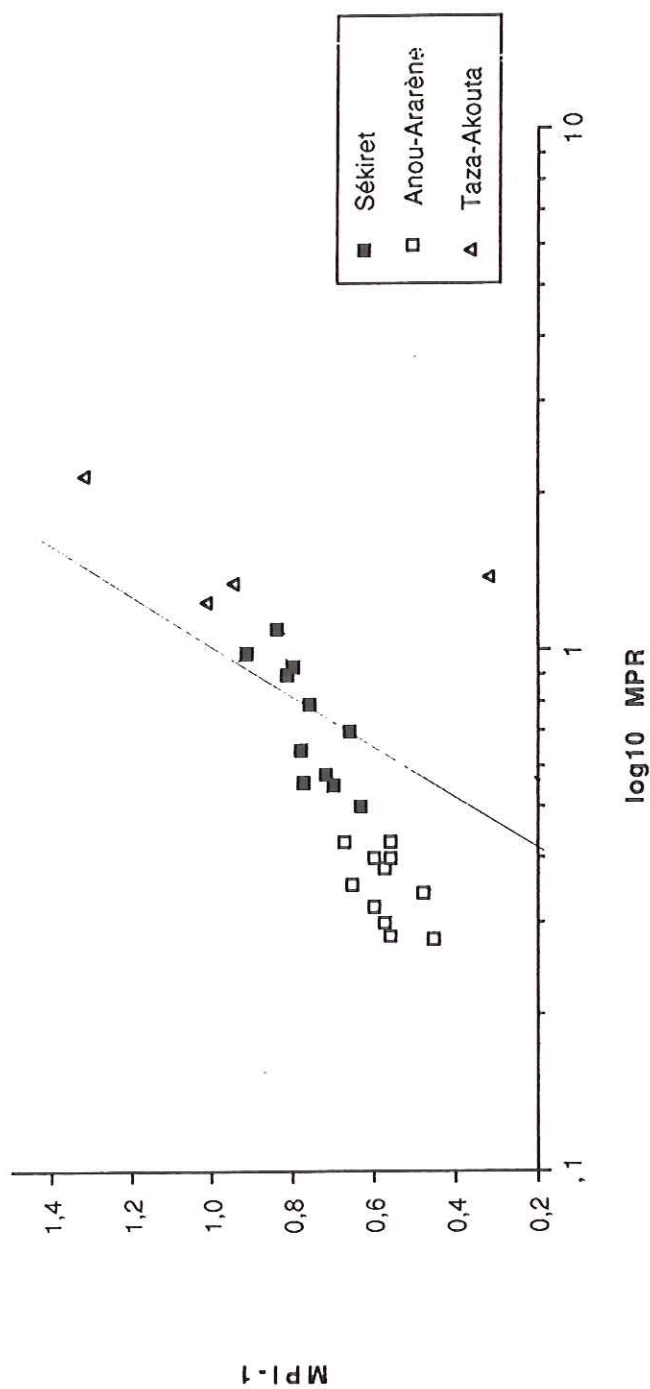


Fig.63 - Variation des distributions en méthylphénanthrènes à Taza, Akouta, Sékiret et Anou-Ararène, mise en évidence dans un diagramme MPR-MPI-1. La droite marque la corrélation entre les deux indices établie par Radke (1988).

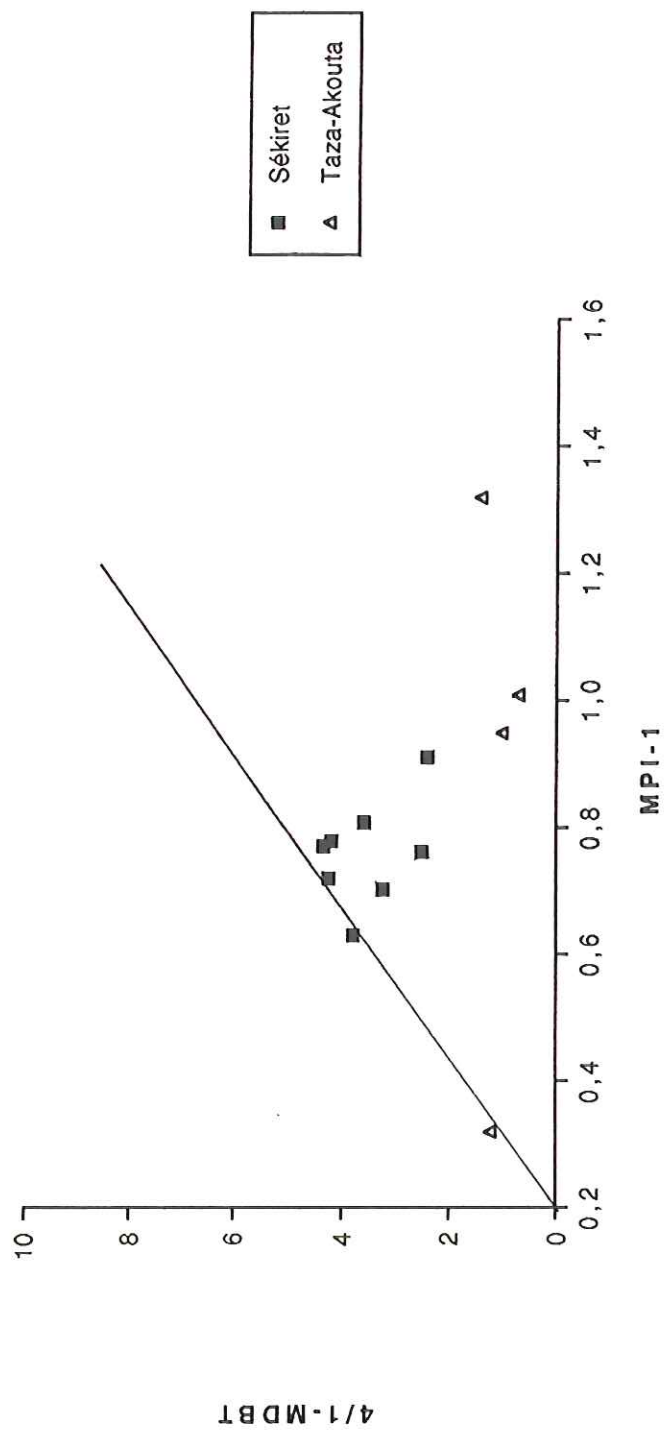


Fig.64 - Confrontation des valeurs respectives des paramètres MDR (4/1-MDST) et MPI-1 déterminés pour des échantillons de Taza, Akouta et Sékiret. La droite marque la corrélation établie par Radke (1988).

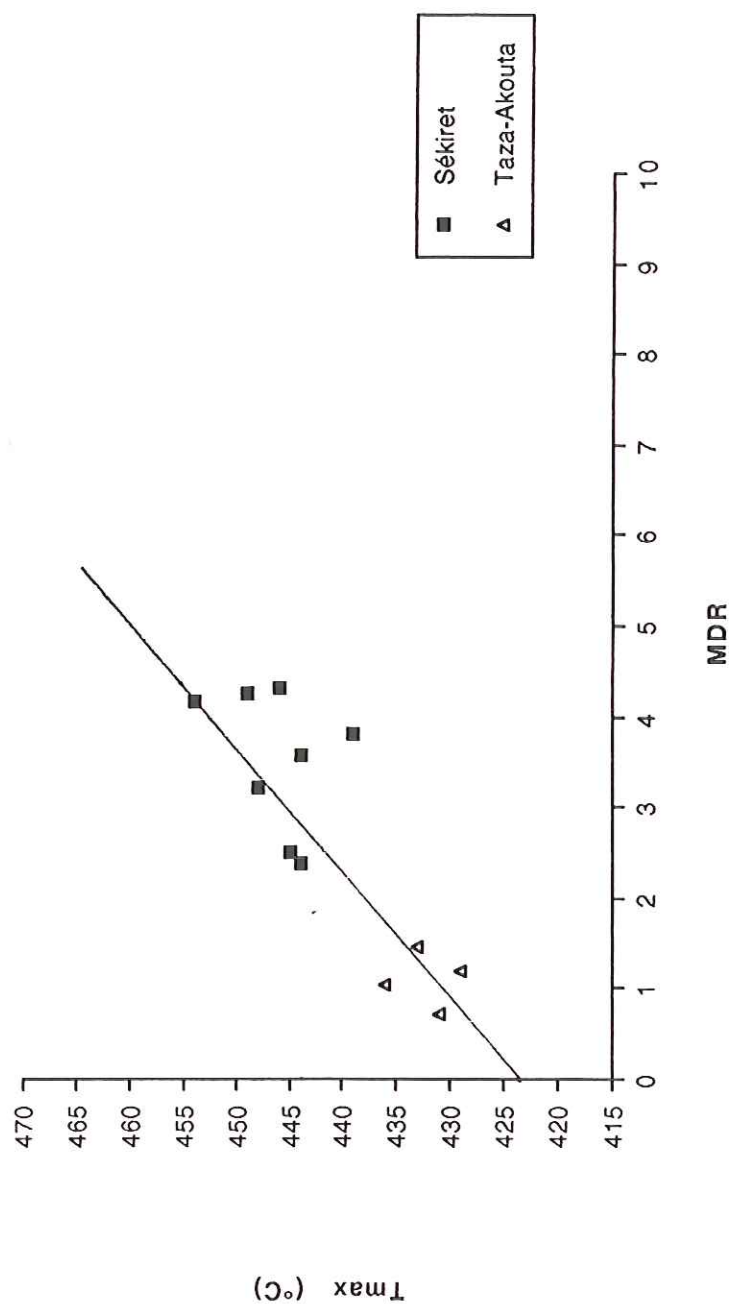


Fig.65 - Position des points représentatifs des échantillons de Taza, Akouta et de Sékiret sur un diagramme MDR-Tmax. La droite de corrélation est celle obtenue par Radke (1988) avec des charbons d'origine diverse.

3^{ème} PARTIE :

**ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA
FRACTION MINERALE**

Chapitre VIII:

ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA
FRACTION MINERALE

I - INTRODUCTION

L'utilisation des éléments en vue de l'identification des sources des minéraux constituant des sédiments nécessite une bonne connaissance de la localisation de ces éléments dans tel ou tel minéral constitutif du sédiment.

Les analyses géochimiques sont souvent effectuées sur roche globale ; en effet, le fractionnement minéralogique, l'isolement et l'analyse de phases pures nécessitent une procédure longue et augmentent de façon considérable le nombre d'échantillons à analyser (Goldberg et al., 1958 ; Chester et Hughes, 1967 ; Halbach et al., 1979 ; Tlig, 1982).

Le massif de l'Aïr (fig.66) situé sur la bordure Est du bassin apparaît comme une source naturelle pour les sédiments accumulés dans celui-ci. En effet, dans les formations sédimentaires carbonifères, l'analyse des paléocourants montre d'une manière globale des directions NE-SW, E-W et même SE-NW dans les gisements d'Arlit, Akouta, Anou-Ararène et Sékiret (voir chapitres I et II). De ce fait, le socle et les complexes annulaires situés en amont des zones de dépôt constituent (au moins en partie) une source d'éléments détritiques et donc d'éléments chimiques mineurs ou en traces. Une étude de certains complexes annulaires (Goundaï, Bilète) réalisée par Forbes (1989) montre que leur partie sommitale a pu alimenter le bassin de Tim Mersoï, soit par l'intermédiaire d'un lessivage de métaux, soit par celui du transport d'éléments détritiques métallifères.

Nous nous appuierons pour l'interprétation de ce qui suit sur la distinction faite entre les trois principaux faciès lithologiques rencontrés dans le bassin, à savoir les grès (et siltites), les argilites et les charbons.

II - RESULTATS

Les dosages ont été effectués au C.R.P.G. (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy par quantométrie (éléments majeurs et traces) et par émission plasma (terres rares).

Les traces dosées appartiennent aux groupes suivants :

- éléments alcalins : Na, K, Rb
- alcalino-terreux : Be, Mg, Ca, Sr, Ba
- première série de transition : Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn
- éléments de la 2^o, 3^o et 4^o série de transition : Y, Zr, Nb, Mo
- les terres rares :
 - * les lanthanides : La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb, Lu
 - * les actinides : U, Th
- enfin, des éléments appartenant aux groupes IIIA (Ga, Al), IV (Si) et VA (P) de la classification périodique.

Afin de faciliter la présentation de l'étude de la répartition des éléments dosés dans les différents faciès, il a paru utile de les classer en cinq groupes reflétant au moins en partie le comportement géochimique de ces éléments : il s'agit du groupe des éléments majeurs, des éléments dits incompatibles (supposés peu mobiles), des éléments traces réputés mobiles, des éléments métalliques et enfin des lanthanides.

II-1- Les éléments majeurs

Les résultats des dosages sont présentés dans les tableaux 19 et 20.

Les types les plus communs de roches sédimentaires se trouvant être les grès, les calcaires et les shales (Lameyre, 1986), il est simple, pour les classer, de considérer leur composition chimique et de sélectionner,

pour la représentation, les éléments majeurs rencontrés dans ces roches. Il s'agit de Si, Ca, Mg, Al, Fe.

Les résultats sont présentés dans le diagramme triangulaire

$\text{SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ de la figure 67.

Les teneurs en K, P, Mn et Fe de nos échantillons ont été comparées aux valeurs moyennes données par Turekian (1977) pour des grès et des shales normaux.

Dans les grès les teneurs en K des échantillons de Taza paraissent faibles dans l'ensemble, contrairement à celles d'Akouta qui sont élevées par rapport à la valeur moyenne (1,07 % dans les grès). Les échantillons de Taza et d'Akouta présentent des teneurs en P supérieures à la valeur moyenne des teneurs de cet élément dans les grès (0,017 %). Les teneurs en Mn sont faibles à nulles ; celles en Fe sont conformes à la valeur moyenne (0,98 %) dans les échantillons de Taza (on note quelques anomalies positives), tandis que les échantillons d'Akouta présentent des valeurs élevées (valeur moyenne 0,98 %).

Dans les niveaux argileux, les teneurs en K comparées à la valeur moyenne (2,66 %) sont faibles dans les échantillons de Sékiret, conformes à la moyenne à Anou-Ararène et à Taza (malgré quelques anomalies positives) et très fortes dans les échantillons d'Akouta (pouvant atteindre 5 %). En ce qui concerne le P, les teneurs dans les échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta sont supérieures à la valeur moyenne dans les shales (0,07 %). Tous ces échantillons ont des teneurs en Mn très faibles, voisines de zéro (valeur moyenne des shales : 0,085 %).

Enfin les teneurs en Fe sont faibles dans les argilites d'Anou-Ararène, conformes à la moyenne des shales (4,7 %) dans celles de Taza et Akouta, malgré quelques anomalies (positives et négatives). Deux échantillons ont été analysés

dans le cas de Sékiret : on observe une anomalie fortement positive et l'autre négative.

II-2- Les éléments incompatibles

Les teneurs de ces éléments au sein de nos échantillons ont été comparées aux valeurs moyennes de leurs teneurs dans les grès et les shales données par Vinogradov (1962) pour Nb et par Turekian (1977) pour Zr et Y.

Les teneurs moyennes en Nb des grès n'ont pas été trouvées dans la littérature. Les proportions de Zr sont plus élevées que la valeur moyenne (220 ppm) au sein des échantillons de Taza et d'Akouta. Ces mêmes échantillons montrent également des teneurs en Y plus fortes que la moyenne des grès (10 ppm).

Dans les niveaux argileux, les proportions de Nb sont fortes au sein des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret et conformes à la valeur moyenne (20 ppm) au sein de ceux de Taza et d'Akouta, malgré quelques valeurs anormales. Dans les échantillons des quatre séries les proportions de Zr sont supérieures à la valeur moyenne des shales (160 ppm).

Enfin, tous ces échantillons ont des valeurs de Y légèrement supérieures à la moyenne mesurée dans les shales (35 ppm).

II-3- Les éléments mobiles

Les résultats des dosages sont présentés dans le tableau 22.

Les valeurs moyennes dans les grès et les shales ont été données par Wedepohl (1969) pour Ba et Rb et Turekian (1977) pour Be et Sr.

Dans les grès, les teneurs en Ba des échantillons de Taza sont conformes à la valeur moyenne (170 ppm), avec une anomalie positive (U2a4.1) ; elles sont fortes au sein des

échantillons d'Akouta. Les proportions de Be sont fortes aussi bien à Taza qu'à Akouta (valeur moyenne des grès faible à nulle). Les teneurs en Rb sont faibles à Taza et fortes à Akouta par rapport à la valeur moyenne (40 ppm). Les concentrations en Sr sont fortes aussi bien dans les échantillons de Taza que d'Akouta (valeur moyenne dans les grès : 20 ppm).

Dans les niveaux argileux, les proportions de Ba sont faibles pour les échantillons d'Anou-Ararène et Sékiret et fortes dans ceux de Taza et d'Akouta (valeur moyenne des shales : 550 ppm). Les teneurs en Be sont fortes dans les échantillons des quatre séries (valeur moyenne : 3 ppm). Les proportions de Rb dans les argilites d'Anou-Ararène et Sékiret sont faibles et conformes à la valeur moyenne dans les shales (143 ppm) dans celles de Taza et Akouta.

Les teneurs en Sr des argilites d'Anou-Ararène et Sékiret sont faibles ; on note une anomalie positive dans un échantillon de Sékiret ; dans les argilites de Taza et Akouta, les teneurs en Sr sont conformes à la valeur moyenne dans les shales (300 ppm).

II-4- Les éléments métalliques

Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 23.

Les teneurs moyennes dans les grès et les shales ont été tirées de Turekian (1977) pour Co, Cr, Ni, V et de Wedepohl (1969) en ce qui concerne les éléments Cu, Zn, U.

Dans les grès, les échantillons de Taza et d'Akouta présentent des teneurs en Co supérieures à la moyenne des grès (0,33 ppm) ; celles en Cr sont également fortes au sein des échantillons d'Akouta, tandis que ceux de Taza ont des teneurs conformes à la valeur moyenne des grès (35 ppm). Les proportions en Cu présentent des fortes valeurs à Akouta, alors que celles de Taza sont conformes à la valeur moyenne des grès (10 ppm), malgré quelques anomalies positives et même négatives. On note dans ces échantillons de fortes

valeurs de Ni et V, dont les valeurs moyennes dans les grès sont respectivement de 2 ppm et 20 ppm. En ce qui concerne le Zn les proportions que renferment les échantillons de Taza sont faibles et fortes dans le cas de ceux d'Akouta (valeur moyenne des grès : 40 ppm). Enfin, tous les échantillons présentent des anomalies positives élevées en U (la valeur moyenne dans les grès étant de l'ordre de 1,7 ppm).

Dans les niveaux argileux, les teneurs en Co obtenues dans les échantillons d'Anou-Ararène, d'Akouta et de Taza montrent des valeurs faibles (il existe cependant quelques anomalies positives) ; celles obtenues dans les échantillons de Sékiret sont conformes à la valeur moyenne dans les shales (19 ppm). Les proportions en Cr sont conformes à la valeur moyenne dans les shales (90 ppm), au sein des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret et Akouta (il existe quelques anomalies négatives) et fortes dans les échantillons de Taza (malgré quelques anomalies négatives.)

Les teneurs en Cu et Zn sont dans l'ensemble faibles comparées à la moyenne dans les shales (42 ppm et 100 ppm) au sein des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta. Les proportions en Ni sont faibles dans les argilites d'Anou-Ararène, de Sékiret et d'Akouta ; celles de Taza présentent des valeurs proches de la moyenne des shales (68 ppm), malgré quelques anomalies négatives. Le V se retrouve en proportion conforme à la moyenne trouvée dans les shales (130 ppm) dans les argilites d'Anou-Ararène, Sékiret, Akouta (on note quelques anomalies positives et parfois négatives) ; les argilites de Taza montrent des teneurs plus élevées en cet élément (on note deux valeurs faibles). Enfin, tous ces échantillons montrent des teneurs en U plus élevées que celle trouvée en moyenne dans les shales (de l'ordre de 3,7 ppm).

II-5- Les terres rares et l'yttrium (lanthanides et Y)

Les proportions moyennes des terres rares dans les grès et les shales ont été données par Turekian (1977).

Dans les grès la somme des teneurs en Y, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu est de l'ordre de 52 ppm (pour cet ensemble de 16 éléments) au sein desquels l'yttrium a une teneur moyenne de 10 ppm, le lanthane 7 ppm et le cérium 15 ppm. Dans nos échantillons, seuls 11 éléments ont été dosés (voir tableau 24). Leurs teneurs y apparaissent supérieures aux valeurs moyennes données par Turekian (1977).

Il en est de même dans les niveaux argileux où la somme de ces mêmes éléments est de l'ordre de 228 ppm, dont 35 ppm pour l'yttrium, 39 ppm pour le lanthane et 76 ppm pour le cérium.

L'intérêt géochimique de ces éléments réside dans leur caractéristiques chimiques voisines (constance des degrés d'oxydation égaux à 2 ou 3, se traduisant par une régularité remarquable de leur comportement chimique. De ce fait, au cours des divers processus présidant à la genèse des roches, les terres rares se comportent de manière similaire et demeurent souvent groupées. Leur abondance relative dans les roches sédimentaires est le plus souvent à l'image de leur distribution moyenne dans les roches cristalline dont elles sont issues (Taylor, 1964 ; Piper, 1974), seules leurs concentrations varient.

Le comportement des terres rares peut être dégagé de la position des points représentatifs des échantillons dans les diagrammes de Coryell (Coryell et al., 1963). Dans ces diagrammes, on porte en ordonnée le logarithme du rapport entre la concentration de chaque terre rare dans le sédiment et celle d'un échantillon pris comme référence (chondrite) et en abscisse les différentes terres rares classées par ordre croissant de numéro atomique.

Les graphiques obtenus sont appelés "spectres de répartition" des terres rares. Des exemples de spectres de répartition appartenant aux différents faciès observés,

gréseux, argileux ou charbonneux, sont présentés dans la figure 68.

III - DISCUSSION

III-1- Classification basée sur la composition chimique

La figure 67 montre la position de nos échantillons dans un diagramme ($\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{+Fe}_2\text{O}_3\text{-CaO+MgO}$) (Lameyre, 1986). Seuls ont été reportés les points représentatifs des échantillons dont la perte au feu (P.F.) est inférieure à 10 % (grès, argilites); les autres appartiennent à une autre classification, celle des charbons.

Cette classification basée sur la composition chimique confirme d'une part l'observation macroscopique qui a permis la distinction entre argilites et grès, mais d'autre part pose le problème des échantillons se trouvant à l'intersection de domaines. Selon Lameyre (1986), de telles superpositions tiennent soit à un tri déficient (sédiments immatures), soit à un mélange de produits nés de deux lignées fondamentales (gréseuses ou argileuses).

III-2- Les faciès gréseux

Les teneurs des éléments traces sont corrélées au sein des groupes suivants :

- Les éléments incompatibles

Une association existe entre les éléments Nb, Zr, Y (fig.69a). On note cependant un échantillon de Taza (U2a 3.5) qui paraît relativement riche en Y et relativement pauvre en Zr et Nb (ceci témoigne d'une absence de minéraux lourds dans cet échantillon). Cette association conduit à penser que ces éléments sont portés par des minéraux lourds, révélateurs de la contribution de roches magmatiques acides (qui sont reconnues comme étant les plus riches en ces

minéraux). En outre, ces trois éléments (Nb, Zr, Y) ne présentent aucune corrélation significative avec le Ti, ce qui permet d'exclure, au moins dans ces faciès, la contribution d'oxydes cités par El Hamet (1983) dans lesquels une corrélation Nb, Zr, Y, Ti aurait été remarquée. Les deux éléments (Ti, Zr) proviendraient essentiellement de zircons, ou grenats (l'absence de corrélation significative Ti-Nb permet d'exclure le sphène).

- Les éléments dits mobiles : Ba, Be, Ga, Rb, Sc, Sr (fig.69b).

Les échantillons de Taza présentent une association entre les éléments Ba, Be, Rb, Sc, Sr. Au sein de ceux d'Akouta, une assez bonne corrélation existe entre les éléments Ba, Be, Rb et Sr: Ba-Be ($r = 0,905$) ; Rb-Sr ($r = 0,833$). Cette corrélation est moins bonne pour Sc ($r = 0,017$ à $0,694$).

Dans l'ensemble des deux sites (Taza et Akouta) le Ga ne présente pas de corrélation avec les autres éléments. Des associations entre Sr et Ca et, dans une moindre mesure, Mg peuvent être attribuées à la présence de carbonates et plus particulièrement de la calcite. L'association Ba et Rb ($r = 0,611$) peut être attribuée à l'existence de minéraux baryfères comme des feldspaths et des micas. L'assez bonne corrélation existant entre Rb et K ($r = 0,948$) peut également être attribuée à la présence de feldspaths et de micas (tous minéraux potassiques).

- Les éléments métalliques : Co, Cr, Cu, Ni, Zn, U, V

Une association existe entre les éléments Cr, Cu, Ni et U aussi au sein des échantillons de Taza et ceux d'Akouta. (fig.69c) Elle est moins bonne avec le V et le Zn, dans le cas des échantillons d'Akouta.

L'association V, K, Ti et Zn dans les échantillons des deux gisements peut être révélatrice d'une paragenèse associant micas vanadifères, sphènes vanadifères et blende (Rose et al., 1979). Dans les mêmes gisements le Cu et le Cr présentent une assez bonne corrélation ($r = 0,662$) : ils

pourraient être associés aux produits d'altération de la pyrrhotite (marcassite et pyrite) (Bariand et al., 1985).

L'association U, V, Zn serait due à une précipitation conjointe de ces éléments au sein de pechblende, coffinite, montroséite et chlorite dans les niveaux gréseux de la zone de gisement (Forbes, 1989).

On note en outre une mauvaise corrélation entre les teneurs en Fe et celles des autres éléments métalliques (mobilité différentielle de Fe sous forme Fe^{3+}) ; ceci laisse à penser que ces derniers sont localisés au sein de minéraux lourds peu altérés ou inaltérés.

En conclusion cette étude d'éléments mineurs et en traces dans les faciès gréseux conduit à penser à la présence des minéraux lourds (zircons et éventuellement sphènes), sulfures (blende, marcassite, pyrite), oxydes de fer, et de carbonates (calcite) et de micas.

Ces résultats d'ordre statistique ont été confrontés à des études minéralogiques effectuées par Forbes (1989) dans les faciès gréseux d'Akouta. C'est ainsi que dans la zone du gisement d'Akouta, l'association minéralogique suivante a été décrite : sulfures (pyrite, marcasite, chalcoppyrite, blende, jordinite, galène), sulfates (gypse, célestite), carbonates (dolomite, calcite), minéraux argileux (chlorite, correusite), minéraux uranifères et vanadifères (pechblende, coffinite, montrosécite), oxy-hydroxydes de fer et de manganèse (goethite, lépidocrocite, liminite, hématite).

III-3- Les faciès argileux

- Les éléments incompatibles : Nb, Zr, Y

Une corrélation ($r = 0,661$) existe entre les éléments Nb, Zr, Y (fig.70a). dans les échantillons de tous les gisements. Un échantillon d'Anou-Ararène (HAN9) apparaît cependant relativement riche en Nb et pauvre en Y et Zr. De même, un échantillon d'Akouta (14-N17/148) apparaît relativement riche en Y et pauvre en Zr et Nb. De telles anomalies restent difficiles à interpréter.

La corrélation positive observée entre les éléments Nb, Zr, Y peut s'interpréter comme le résultat de leur association au sein de minéraux lourds (zircons). De même, la bonne corrélation existant entre ces trois éléments et Ti ($r = 0,548$ à $0,919$) pourrait s'expliquer par la présence des minéraux phylliteux évoqués précédemment, associant Ti et Zr mais plutôt des sphènes (comme le suggère la bonne corrélation existant entre La et Nb, $r = 0,644$). De telles associations ont été décrites dans des échantillons de Tarat par El Hamet (1983).

- Les éléments mobiles : Ba, Be, Ga, Rb, Sc, Sr

Les corrélations sont hasardeuses à établir pour Sékiret et Akouta compte tenu du faible nombre d'échantillons argileux analysés (2 pour chacun des sites). Cependant, sur les diagrammes (fig.70b), une tendance générale se dégage, incluant ces échantillons.

Dans l'ensemble, une assez bonne association existe entre les éléments Ba, Rb, Sc ; elle est moins bonne pour Sr, Ga, et Be. On observe en outre une corrélation entre Sr et Ca ($r = 0,795$) au sein des échantillons d'Akouta, Taza et Sékiret. Cette association est moins évidente dans ceux d'Anou-Ararène. D'une manière semblable, l'association de Sr et Ca avec Mg est nette au sein des échantillons d'Akouta, Taza et Anou-Ararène mais l'est beaucoup moins dans ceux de Sékiret; ce qui peut s'expliquer par une différence dans les carbonates).

On peut noter des valeurs extrêmes : l'échantillon 14-N17/148 est relativement riche en Ca (Akouta) ; les échantillons U32b2.3 et U3b2.2(1) (Taza) étant relativement riches en Sr et pauvres en Mg. L'association serait à attribuer à la présence de carbonates ; la corrélation étant un peu plus nette avec Ca ($r = 0,862$) qu'avec Mg, ($r = 0,577$), ces carbonates seraient constitués de calcite.

La bonne corrélation entre Ba et Pb ($r = 0,920$) et l'absence de corrélation avec le potassium pourraient s'interpréter par la présence de minéraux baryfères, autres que des feldspaths et des micas baryfères, c'est-à-dire

vraisemblablement de sphènes baryfères et éventuellement de barytine).

Il existe enfin une bonne corrélation entre Rb et K ($r = 0,962$) (surtout au sein des échantillons de Taza) qui peut s'expliquer par la présence de micas et de feldspaths.

- Les éléments métalliques : Co, Cr, Cu, Ni, Zn, U, V

Au sein des échantillons de Taza et d'Akouta, une bonne corrélation existe entre Zn, Cr, Ni ($r = 0,833$). Elle est moins bonne pour les échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret ($r = 0,546$).

La corrélation est moins bonne pour Cu, Ni, V et U. On note une bonne association V, Ti, K (relativement moins bonne pour Zn, à l'exception des échantillons de Taza) ; elle peut s'expliquer par la présence de micas vanadifères, sphènes vanadifères et éventuellement de la blende dans les échantillons de Taza.

En conclusion, les résultats de l'étude géochimique évoquent la présence de certaines formes minéralogiques dans les échantillons argileux de nos séries. Il s'agit principalement de minéraux lourds (zircon), de carbonates (calcite, dolomite), de minéraux baryfères (micas et éventuellement sphènes et barytine) et de minéraux vanadifères (micas, sphènes).

L'étude pétrographique effectuée sur des échantillons silto-argileux d'Anou-Ararène (Ama-Salah, 1987) révèle la prépondérance d'un ciment argileux, parfois argilo-carbonaté, et de la présence de micas plus ou moins altérés (biotite, muscovite et chlorites), de feldspaths alcalins, d'hydroxydes de fer, de zircons et de tourmaline.

III-4- Les faciès charbonneux

Dans ce groupe ont été considérés les échantillons dont la teneur en carbone organique total (C.O.T.) est supérieure à 20 %. On y distingue des charbons vrais dont les teneurs en cendres sont comprises entre 10 et 25 % pour les

échantillons d'Anou-Ararène et Sékiret, des charbons argilo-silteux (teneur en cendres entre 25 et 60 %), et des silts et argilites charbonneux (teneurs en cendres comprises entre 60 et 90 %).

Les teneurs en éléments majeurs ont été calculées par rapport aux cendres (il n'a donc pas été tenu compte de la perte au feu qui correspond au CO_2 , SO_2 , et H_2O^+).

Les éléments traces analysés sont localisés dans la fraction minérale des charbons constituant les cendres. Il est alors naturel que leurs teneurs présentent une corrélation positive avec celles de ces cendres :

- les éléments incompatibles : Nb ($r = 0,871$), Zr ($r = 0,668$), Th ($r = 0,791$), Y ($r = 0,506$)
- les éléments mobiles : Ba ($r = 0,669$) ; Sr ($r = 0,809$) ; Sc ($r = 0,795$)
- les éléments métalliques : Cu ($r = 0,694$) ; Cr ($r = 0,786$) ; V ($r = 0,786$).

Une certaine corrélation peut cependant être observée entre les teneurs en carbone organique et celles du Be ($r = 0,759$) du Zn ($r = 0,696$) (à Anou-Ararène).

- Les éléments incompatibles : Nb, Zr, Th, Y

On note une association de ces éléments (corrélations positives Zr-Y, $r = 0,782$) ; Zr-Nb, V ($r = 0,559$) ; Zr-Th ($r = 0,641$) caractéristique de la présence de minéraux lourds au sein de la fraction minérale des charbons d'Anou-Ararène et de Sékiret. Il s'agirait essentiellement de zircons et de grenats, car l'absence de corrélation avec le lanthane peut signifier une absence de sphène.

La corrélation entre le Nb et certains éléments montre des différences au sein des fractions minérales des charbons d'Anou-Ararène et de Sékiret. A Sékiret, il existe une association Nb, Ca, Na qui pourrait être due à la présence du pyrochlore ($((\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F}, \text{O}))(\text{Na}, \text{Ca})_2$).

- Les éléments mobiles

L'association Ba-Sr existe tant à Anou-Ararène qu'à Sékiret (fig.71c) avec des valeurs des coefficients de corrélation moins élevées dans le cas de Sékiret ($r = 0,897$, Anou Ararène $r = 0,998$). Ceci pourrait indiquer une différence dans la source de la fraction minérale de ces charbons semblable à celle qu'ont décrite Van Der Flier-Keller et Goodarzi (1991) dans des échantillons canadiens.

- Les éléments métalliques

Une assez bonne corrélation existe entre Fe et Nb mais la faible proportion de Mn ne permet pas de conclure sur la présence de minéraux lourds comme la colombite.

Il existe des corrélations positives entre Cu-Cr ($r = 0,772$) et Cu-V ($r = 0,794$). La première association peut être attribuée à la présence de chromite ; la seconde pourrait correspondre à des sulfures dans lesquels ces deux éléments sont associés.

L'association U-Nb, la plus évidente dans les échantillons de Sékiret pourrait être attribuée à la présence de l'euxinite (niobotantalate de U et Th), tandis que l'association Nb, Ca, Na et U peut indiquer la présence de pyrochlore ou de microlite (variété tantalifère de pyrochlore) et même de bétafite (niobotantalate de U et Ca).

Enfin la corrélation positive Nb-Si ($r = 0,836$) montre que le Nb peut être incorporé dans des silicates; ou bien que les teneurs en silicates riches en silice (quartz, feldspaths) augmentent avec celles des minéraux lourds.

D'une manière générale, on note dans les charbons d'Anou-Ararène et de Sékiret des différences dans la fraction minérale, se traduisant par la répartition différente des points représentatifs de chaque série, de part et d'autre des droites de corrélation (Cr, Si, Na, K, Ba, Zn) (fig.71d).

Les différentes associations entre éléments suggèrent la présence de minéraux lourds : zircons, éventuellement

grenats, minéraux contenant du Nb (pyrochlore, microlite, euxinite, bétafite), et un minéral chromifère, vraisemblablement de la chromite.

Le Zn présente une anti-corrélation avec les cendres ($r = -0,671$) mais révèle une association avec le carbone organique ($r = 0,696$). L'affinité entre ce métal et la matière organique est classique. Elle a, par exemple, été décrite récemment dans des phosphates marocains (Benalioulhaj, 1991). Mais alors que d'autres métaux en traces comme Cu, Ni ou Cr étaient aussi associés à la matière organique dans les phosphates, aux côtés du Zn, ils ne le sont pas ici. Cette différence tient essentiellement au fait que la matière organique des phosphates a été profondément impliquée dans la genèse de l'apatite et s'est montrée très réactive, au cours de sa décomposition, vis à vis des éléments en traces issus soit des biomasses planctoniques (dont est lui-même le phosphore) soit des argiles, alors que la matière organique d'origine continentale ayant été à l'origine de nos charbons a été incorporée au sédiment sous forme de particules détritiques dont la réactivité a été moindre au sein de celui-ci. L'affinité que présente pour elle un métal organophile comme le zinc s'est cependant exprimée et peut être reconnue. Elle témoigne de réactions ayant affecté les phases minérales au cours de la diagenèse du sédiment. Le V semble être lié aux oxydes, le Th et le Rb aux argiles.

III-5- Contexte géologique - Origine des éléments

Le résultat de cette étude de géochimie minérale, confronté aux observations pétrologiques antérieures dues à d'autres auteurs (Moreau, 1982 ; Elhamet, 1983 ; Ama-Salah, 1987; Forbes, 1989) est la mise en évidence d'un certain nombre d'espèces minéralogiques au sein des différents faciès sédimentaires (grès, argilites, charbons du bassin de Tim Mersoï).

La présence de ces minéraux témoigne du fait que des produits d'érosion de terrains cristallins ont alimenté le bassin sédimentaire, à un moment de son histoire. C'est ainsi que des minéraux lourds comme des zircons, des grenats et des sphènes se retrouvent dans les grès, les argilites et les fractions minérales des charbons, et que des minéraux baryfères (feldspaths baryfères, micas baryfères) et vanadifères (micas vanadifères, oxydes) sont trouvés dans les formations gréseuses et argileuses.

La source de ces minéraux est classiquement recherchée dans des ensembles de roches éruptives et métamorphiques au sens large (zircon), de granites, pegmatites, gneiss et micaschistes (sphène, grenats), de roches alcalines comme les syénites néphéliniques (sphène), de roches amphiboliques : granites, syénites, diorites (sphène), de roches issues du métamorphisme, et de pegmatites (feldspaths et micas baryfères, micas vanadifères).

Il est alors important et significatif de reconnaître que de telles formations se retrouvent au sein du massif de l'Aïr, en amont des zones de dépôt, comme l'indiquent d'une manière générale les directions des paléocourants de sédimentation dans les formations paléozoïques du bassin de Tim Mersoï. Il s'agit (black et al., 1967 ; Moreau, 1982) :

- des formations cristallophylliennes du socle: la formation d'Azanguérène constituée de gneiss à biotite, migmatites, amphibolites, quartzites et de cipolin ; la formation de Tafourfouzète constituée de leptynites, d'amphibolites, de quartzites, de marbres blancs et de cipolins ; des formations de moindre importance telles que les micaschistes d'Edoukel, les gneiss leptinitiques de Serchouf et les chloritoschistes d'Aouzéguer.
- des complexes anorogéniques granitiques (Taghouaji, El Mecki, Iskou, Agalak, Tamgak) constitués de syénites, granites hyperalcalins, granites à biotite, où se rencontrent notamment des zircons, des grenats et des sphènes,
- des complexes anorogéniques volcaniques (Goundaï, Bilète) constitués de volcanites acides, intermédiaires et

basiques, où se rencontrent, aux côtés de zircons et de l'aegyrine, de très petits minéraux non identifiés porteurs d'uranium ainsi que des minéraux de fer et de titane (Forbes, 1989).

Ces complexes annulaires de l'Aïr se sont mis en place pendant la période allant de l'Ordovicien au Silurien (Karche et Vachette, 1976, 1978). Dans le bassin de Tim Mersoï, les témoins de la sédimentation des matériaux d'origine volcanique apparaissent à la base du Carbonifère (galets de rhyolite) et sont de plus en plus abondants jusqu'au Trias et au Jurassique (Bigotte et Obellianne, 1968). Des études ont montré que les complexes anorogéniques volcaniques ont pu alimenter le bassin au Permien (Izégouande), au Jurassique (série d'Agadès) et au Crétacé inférieur (série de l'Irhager) (Pacquet, 1968 ; Valsardieu, 1971 ; Forbes, 1989).

Pour ce qui concerne les formations du Carbonifère, nous sommes donc amenés à émettre l'hypothèse d'une alimentation par les complexes annulaires, granitiques et les roches métamorphiques du socle.

Ces résultats rejoignent ceux de Forbes (1989) qui évoque une alimentation du bassin par les parties sommitales des complexes anorogéniques granitiques, la nature volcanique de ces parties (mises en place à la fin de la formation des complexes anorogéniques) pouvant en effet expliquer la présence d'éléments volcaniques (conglomérats rhyolitiques) dans les grès viséens de la zone de Tafadek et de la formation du Guézouman à Akouta (Forbes, 1989).

IV - CONCLUSION

Les faits marquants de cette étude comparée des éléments minéraux dans les échantillons des séries riches en matière organique constituées par les gisements d'uranium (Arlit-Akouta) et de charbons (Anou-Ararène et Sékiret), toutes situées sur la bordure ouest du massif de l'Aïr sont les suivants :

- Il existe une bonne association entre les éléments incompatibles (Nb, Zr, Y) et parfois le titane au sein des faciès gréseux, argileux et charbonneux. La reconnaissance de cette association, résultant de la présence de ces éléments dans des minéraux lourds (zircons, sphènes et grenats) est confirmée par les résultats des études minéralogiques antérieures effectuées sur des échantillons gréseux et argileux. De telles études mériteraient d'être effectuées sur la fraction minérale des charbons afin d'obtenir la même confirmation.

- L'association entre les éléments Ba, Rb et K, attribuable à la présence de ces éléments au sein de minéraux métamorphiques baryfères (feldspaths, micas, sphènes et éventuellement barytine) se retrouve dans les grès et les shales. Une étude minéralogique dans les niveaux argileux portant sur l'ensemble des minéraux (et non seulement sur les minéraux lourds) permettra de confirmer la présence de tels minéraux.

- Le vanadium et le titane sont associés dans les shales et dans les grès au sein de minéraux vanadifères (micas, sphènes, oxydes).

La source de tels minéraux étant classiquement trouvée dans des formations cristallines, magmatiques acides et métamorphiques, celle des minéraux trouvés dans les formations carbonifères du bassin de Tim Mersoï apparaît constituée par les complexes anorogéniques granitiques (plutonites acides) et les roches cristallophylliennes du massif de l'Aïr.

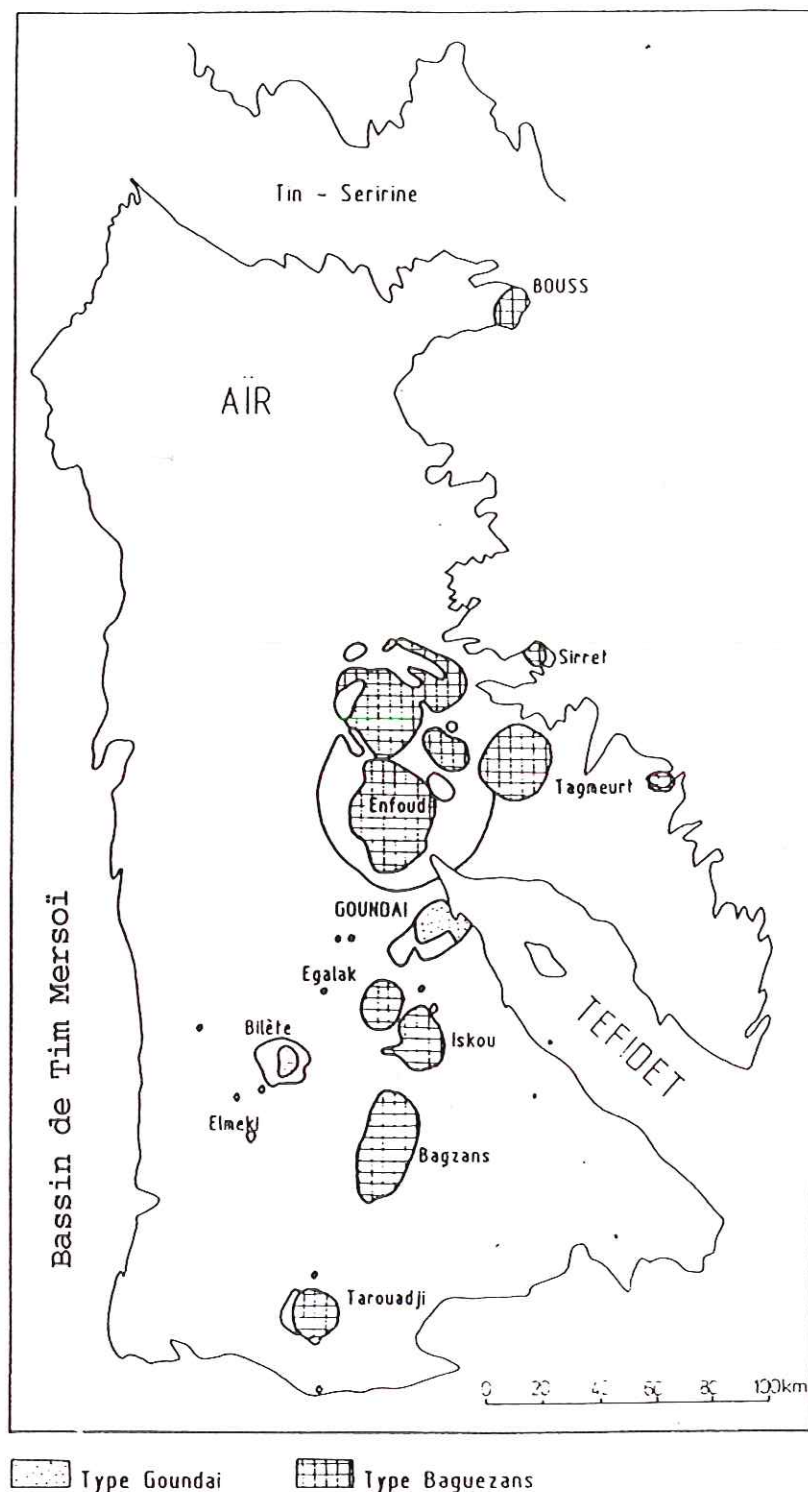


Fig.66 - Volcanisme paléozoïque dans l'Aïr (d'après Moreau, 1982; Ahmed, 1989).

Faciès	ECHANT.	P.F %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Σ %
GRES	U2a32	6,77	77,90	1,91	3,84	0,11	0,91	8,21	0,05	0,13	0,05	0,12	100,29
	U2a35	4,19	89,59	3,89	0,96	0,00	0,20	0,08	0,08	0,69	0,22	0,11	99,81
	U2a41	12,53	61,64	15,29	3,96	0,17	3,23	0,88	0,38	1,18	0,46	0,27	88,48
	U3a3	0,96	96,16	1,37	0,88	0,00	0,12	0,02	0,02	0,36	0,05	0,05	99,64
	★ E51/31C	4,81	79,31	9,73	1,71	0,00	0,76	0,20	0,22	2,42	0,68	0,16	99,61
	1+E51/31C	5,91	80,63	4,11	5,22	0,05	1,43	0,66	0,28	1,45	0,13	0,15	95,85
	20-E44/32B	5,83	72,36	13,87	2,89	0,00	0,88	0,34	0,22	2,63	0,77	0,20	99,63
	30-N37/981	4,17	77,21	10,99	2,79	0,00	1,06	0,20	0,17	2,67	0,61	0,13	98,30
ARGILITES	HAN 23	16,86	59,83	16,81	2,25	0,00	0,71	0,08	0,12	2,20	1,02	0,12	98,76
	HAN 9	12,02	55,96	25,48	1,52	0,00	0,64	0,17	0,17	2,12	1,77	0,15	99,43
	HAN 2	13,51	53,03	26,35	3,91	0,00	0,46	0,12	0,08	0,70	1,70	0,15	99,07
	HSI 16	8,53	63,46	24,34	1,09	0,00	0,07	0,16	0,05	0,81	1,22	0,28	99,47
	HSI 9	17,78	52,77	17,37	10,50	0,00	0,11	0,08	0,05	0,50	0,68	0,16	100,28
	U3b411	8,01	62,76	17,42	5,52	0,03	1,46	0,32	0,14	2,93	1,14	0,25	99,19
	U3b23	13,12	49,60	23,38	2,93	0,00	1,40	0,40	0,27	5,77	2,72	0,40	99,26
	U3b22(1)	3,75	81,51	10,28	2,02	0,00	0,56	0,08	0,08	1,33	0,26	0,12	99,79
	U3b22(2)	13,25	50,23	21,59	2,87	0,00	1,54	0,46	0,29	6,25	3,08	0,44	100,17
	Tchi	6,37	70,94	13,34	4,42	0,02	1,01	0,22	0,14	2,44	0,92	0,17	98,80
	14-N17/148	7,23	59,36	18,43	5,46	0,00	1,52	1,56	0,30	4,18	0,99	0,97	98,64
	24-Ac-Ak	5,54	67,49	16,85	2,63	0,00	1,04	0,27	0,36	4,58	1,03	0,20	99,74
CHARBONS ★	HAN 17	57,86	28,60	9,75	2,50	0,00	0,14	0,05	0,04	0,29	0,64	0,08	99,95
	HAN 13	35,24	41,72	18,04	1,12	0,00	0,41	0,12	0,12	1,37	1,22	0,11	99,47
	HAN 11	75,74	15,98	6,80	0,20	0,00	0,07	0,05	0,02	0,44	0,53	0,05	99,88
	HAN 7	82,78	11,25	5,15	0,08	0,00	0,00	0,04	0,01	0,19	0,39	0,03	99,92
	HAN 6	74,92	15,82	7,60	0,36	0,00	0,04	0,07	0,02	0,36	0,51	0,06	99,76
	HAN 1	60,39	21,38	16,35	0,50	0,00	0,06	0,08	0,03	0,25	0,66	0,08	99,78
	HSI 28	46,58	31,76	15,83	2,16	0,00	0,32	0,13	0,26	2,33	0,80	0,12	100,29
	HSI 24	32,35	43,37	18,50	1,33	0,00	0,38	0,13	0,24	2,41	0,94	0,14	99,79
	HSI 18	47,12	36,26	12,80	1,11	0,00	0,25	0,08	0,15	1,64	0,72	0,10	100,23
	HSI 10	89,44	6,64	3,04	0,10	0,00	0,08	0,11	0,07	0,38	0,28	0,05	100,19
	HSI 8	88,04	7,88	3,27	0,11	0,00	0,06	0,08	0,03	0,26	0,32	0,06	100,11
	HSI 5	74,29	15,51	8,05	0,11	0,00	0,04	0,36	0,03	0,64	0,60	0,06	99,69

Tableau 19 Composition géochimique brute (en éléments majeurs) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta. ★ : teneurs rapportées au cendres.

Faciès	ECHANT.	P.F %	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %
GRES	U2a32	6,77	83,56	2,05	4,12	0,12	0,98	8,80	0,05	0,14	0,05	0,13
	U2a35	4,19	93,51	4,06	1,00	0,00	0,21	0,08	0,08	0,72	0,23	0,11
	U2a41	12,53	70,47	17,48	4,52	0,19	3,70	1,01	0,44	1,34	0,53	0,31
	U3a3	0,96	97,09	1,39	0,89	0,00	0,12	0,02	0,02	0,36	0,05	0,05
	1-E51/31C	4,81	83,32	10,22	1,79	0,00	0,80	0,21	0,23	2,54	0,72	0,17
	1+E51/31C	5,91	85,69	4,37	5,54	0,06	1,52	0,70	0,30	1,54	0,13	0,16
	20-E44/32B	5,83	76,84	14,73	3,07	0,00	0,94	0,36	0,23	2,79	0,82	0,21
	30-N37/981	4,17	80,57	11,46	2,91	0,00	1,10	0,21	0,18	2,78	0,64	0,14
ARGILITES	HAN 23	16,86	71,96	20,22	2,70	0,00	0,85	0,10	0,15	2,64	1,23	0,15
	HAN 9	12,02	63,60	28,96	1,73	0,00	0,73	0,19	0,19	2,41	2,01	0,17
	HAN 2	13,51	61,31	30,46	4,52	0,00	0,54	0,14	0,09	0,81	1,96	0,18
	HSI 16	8,53	69,37	26,61	1,19	0,00	0,08	0,18	0,05	0,89	1,33	0,31
	HSI 9	17,78	64,18	21,13	12,77	0,00	0,13	0,10	0,06	0,61	0,82	0,19
	U3b411	8,01	68,23	18,94	6,01	0,03	1,59	0,35	0,15	3,19	1,24	0,27
	U3b23	13,12	57,08	26,91	3,37	0,00	1,61	0,46	0,31	6,64	3,13	0,46
	U3b22(1)	3,75	84,69	10,68	2,10	0,00	0,58	0,08	0,08	1,38	0,27	0,12
	U3b22(2)	13,25	57,91	24,89	3,30	0,00	1,77	0,53	0,33	7,20	3,56	0,51
	Tchi	6,37	75,76	14,25	4,72	0,02	1,08	0,24	0,15	2,61	0,98	0,18
	14-N17/148	7,23	63,98	19,87	5,89	0,00	1,64	1,68	0,33	4,50	1,07	1,05
	24-Ac-Ak	5,54	71,45	17,84	2,78	0,00	1,10	0,29	0,38	4,85	1,09	0,21
CHARBONS	HAN 17	57,86	67,87	23,14	5,93	0,00	0,33	0,12	0,09	0,69	1,52	0,19
	HAN 13	35,24	64,42	27,86	1,73	0,00	0,63	0,19	0,19	2,12	1,88	0,17
	HAN 11	75,74	65,87	28,03	0,82	0,00	0,29	0,21	0,08	1,81	2,18	0,21
	HAN 7	82,78	65,33	29,91	0,46	0,00	0,00	0,23	0,06	1,10	2,26	0,17
	HAN 6	74,92	63,08	30,30	1,44	0,00	0,16	0,28	0,08	1,44	2,03	0,24
	HAN 1	60,39	53,98	41,28	1,26	0,00	0,15	0,20	0,08	0,63	1,67	0,20
	HSI 28	46,58	59,45	29,63	4,04	0,00	0,60	0,24	0,49	4,36	1,50	0,22
	HSI 24	32,35	64,11	27,35	1,97	0,00	0,56	0,19	0,35	3,56	1,39	0,21
	HSI 18	47,12	68,57	24,21	2,10	0,00	0,47	0,15	0,28	3,10	1,36	0,19
	HSI 10	89,44	62,88	28,79	0,95	0,00	0,76	1,04	0,66	3,60	2,65	0,47
	HSI 8	88,04	65,89	27,34	0,92	0,00	0,50	0,67	0,25	2,17	2,68	0,50
	HSI 5	74,29	60,33	31,31	0,43	0,00	0,16	1,40	0,12	2,49	2,33	0,23

Tableau 20 Composition géochimique corrigée (en éléments majeurs) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.

Faciès	ECHANT.	P.F %	Nb ppm	Zr ppm	Y ppm	Th ppm
GRES	U2a32	6,77	6,00	237,00	20,00	39,00
	U2a35	4,19	19,00	499,00	58,00	111,00
	U2a41	12,53	74,00	3344,00	62,00	1678,00
	U3a3	0,96	5,00	150,00	6,00	10,00
	1-E51/31C	4,81	31,00	716,00	25,00	186,00
	1+E51/31C	5,91	47,00	1924,00	38,00	1074,00
	20-E44/32B	5,83	17,00	654,00	25,00	42,00
	30-N37/981	4,17	15,00	591,00	12,00	9,00
ARGILITES	HAN 23	16,86	27,00	356,00	32,00	16,00
	HAN 9	12,02	130,00	443,00	54,00	27,00
	HAN 2	13,51	49,00	558,00	51,00	32,00
	HSI 16	8,53	28,00	335,00	54,00	25,00
	HSI 9	17,78	44,00	321,00	29,00	26,00
	U3b411	8,01	23,00	402,00	22,00	19,00
	U3b23	13,12	62,00	965,00	57,00	47,00
	U3b22(1)	3,75	5,00	269,00	5,00	5,00
	U3b22(2)	13,25	70,00	1040,00	62,00	48,00
	Tchi	6,37	19,00	439,00	26,00	12,00
	14-N17/148	7,23	17,00	138,00	100,00	29,00
	24-Ac-Ak	5,54	18,00	419,00	32,00	16,00
CHARBONS	HAN 17	57,86	16,00	233,00	34,00	9,00
	HAN 13	35,24	25,00	254,00	34,00	15,00
	HAN 11	75,74	9,00	152,00	21,00	5,00
	HAN 7	82,78	10,00	137,00	21,00	5,00
	HAN 6	74,92	14,00	171,00	27,00	9,00
	HAN 1	60,39	17,00	223,00	43,00	17,00
	HSI 28	46,58	26,00	197,00	26,00	20,00
	HSI 24	32,35	31,00	209,00	31,00	18,00
	HSI 18	47,12	16,00	166,00	35,00	9,00
	HSI 10	89,44	11,00	95,00	22,00	6,00
	HSI 8	88,04	14,00	116,00	24,00	5,00
	HSI 5	74,29	15,00	253,00	38,00	10,00

Tableau 21 Composition géochimique (en éléments incompatibles et Thorium) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.

Faciès	ECHANT.	P.F %	Ba ppm	Be ppm	Ga ppm	Rb ppm	Sc ppm	Sr ppm
GRES	U2a32	6,77	188	1,2	29	18	9,1	50
	U2a35	4,19	164	2,7	213	5	10,8	71
	U2a41	12,53	1242	27,39	9999	32	27,7	109
	U3a3	0,96	123	0,5	97	11	1,89	14
	1-E51/31C	4,81	701	25,29	185	91	8,6	160
	1+E51/31C	5,91	636	13	964	45	15,6	76
	20-E44/32B	5,83	583	7,59	42	77	8,1	246
	30-N37/981	4,17	461	5,19	15	77	4,9	149
ARGILITES	HAN 23	16,86	299	3,4	20	115	13,69	103
	HAN 9	12,02	237	6,4	49	132	18,1	67
	HAN 2	13,51	105	5,4	36	33	26,1	44
	HSI 16	8,53	174	3,2	37	37	16,89	388
	HSI 9	17,78	127	4,4	25	40	7,59	85
	U3b411	8,01	522	6,9	36	113	14,3	269
	U3b23	13,12	808	7,4	68	242	24,29	806
	U3b22(1)	3,75	291	1	46	34	4,4	52
	U3b22(2)	13,25	892	7,4	277	279	26,7	849
	Tchi	6,37	375	3,7	16	93	10,6	192
	14-N17/148	7,23	600	5,59	30	136	14,8	302
	24-Ac-Ak	5,54	578	5,9	34	173	9,5	161
CHARBONS	HAN 17	57,86	50	2,5	5	11	8,39	32
	HAN 13	35,24	2130	2,7	25	72	16,1	132
	HAN 11	75,74	42	3,4	5	20	8,8	31
	HAN 7	82,78	16	3,2	5	9	6	26
	HAN 6	74,92	29	3	6	15	8,39	32
	HAN 1	60,39	54	4,9	5	10	20,89	36
	HSI 28	46,58	419	4,19	27	114	13,8	163
	HSI 24	32,35	627	4,4	36	133	18,29	146
	HSI 18	47,12	310	3,2	24	115	12,8	121
	HSI 10	89,44	68	2,29	17	18	6,59	35
	HSI 8	88,04	41	3	11	13	5,5	62
	HSI 5	74,29	65	8,69	5	36	6,8	27

Tableau 22 Composition géochimique (en éléments alcalins et alcalino-terreux) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.

Faciès	ECHANT.	P.F %	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Ni ppm	V ppm	Zn ppm	U ppm
GRES	U2a32	6,77	22,00	24,00	11,00	23,00	69,00	11,00	2197,37
	U2a35	4,19	8,00	53,00	36,00	18,00	85,00	24,00	1838,28
	U2a41	12,53	57,00	385,00	187,00	103,00	619,00	28,00	3401,47
	U2a2	0,96	7,00	6,00	10,00	7,00	34,00	8,00	1173,50
	1-E51/31C	4,81	14,00	93,00	23,00	17,00	2585,00	423,00	2875,90
	1+E51/31C	5,91	28,00	212,00	114,00	46,00	878,00	274,00	3249,90
	20-E44/32B	5,83	15,00	70,00	17,00	28,00	692,00	496,00	1770,10
	30-N37/981	4,17	7,00	40,00	6,00	5,00	871,00	55,00	427,90
ARGILITES	HAN 23	16,86	< 5	89,00	31,00	24,00	110,00	83,00	5,40
	HAN 9	12,02	< 5	103,00	16,00	17,00	109,00	33,00	11,72
	HAN 2	13,51	< 5	102,00	32,00	48,00	132,00	72,00	16,75
	HSI 16	8,53	37,00	139,00	30,00	24,00	185,00	114,00	8,76
	HSI 9	17,78	18,00	28,00	26,00	46,00	26,00	18,00	12,90
	U3b411	8,01	< 5	110,00	23,00	27,00	203,00	46,00	133,35
	U3b23	13,12	63,00	253,00	15,00	98,00	466,00	50,00	102,80
	U3b22(1)	3,75	< 5	33,00	5,00	10,00	84,00	25,00	4,17
	U3b22(2)	13,25	26,00	279,00	26,00	94,00	477,00	70,00	57,60
	Tchi	6,37	< 5	81,00	23,00	12,00	90,00	35,00	81,14
	14-N17/148	7,23	10,00	112,00	15,00	37,00	156,00	131,00	100,20
	24-Ac-Ak	5,54	7,00	89,00	10,00	31,00	463,00	56,00	135,10
CHARBONS	HAN 17	57,86	25,00	41,00	17,00	100,00	44,00	10,00	78,69
	HAN 13	35,24	< 5	97,00	19,00	8,00	77,00	13,00	15,21
	HAN 11	75,74	< 5	52,00	19,00	5,00	38,00	33,00	1,66
	HAN 7	82,78	< 5	34,00	6,00	16,00	17,00	137,00	3,84
	HAN 6	74,92	< 5	48,00	13,00	12,00	28,00	42,00	26,21
	HAN 1	60,39	< 5	127,00	17,00	18,00	130,00	21,00	2,74
	HSI 28	46,58	< 5	83,00	10,00	6,00	98,00	72,00	5,46
	HSI 24	32,35	7,00	108,00	22,00	37,00	147,00	120,00	5,70
	HSI 18	47,12	< 5	85,00	24,00	11,00	113,00	122,00	6,88
	HSI 10	89,44	< 5	36,00	12,00	11,00	31,00	128,00	2,20
	HSI 8	88,04	< 5	29,00	5,00	10,00	31,00	13,00	3,41
	HSI 5	74,29	< 5	54,00	10,00	5,00	67,00	74,00	9,18

Tableau 23 Composition géochimique (en éléments métalliques) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.

Faciès	ECHANT.	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Dy ppm	Er ppm	Yb ppm	Lu ppm	Σ RE ppm
GRES	U2a32	13,05	33,61	19,39	7,48	2,29	7,77	8,76	3,83	4,01	0,54	100,73
	U2a35	13,10	21,32	13,99	7,29	1,70	10,19	7,71	4,04	2,54	0,43	82,31
	U2a41	33,83	65,55	32,37	12,30	2,33	12,82	6,73	5,89	3,84	0,84	176,50
	U3a3	3,90	7,95	4,03	2,03	0,55	2,31	1,45	0,88	0,54	0,11	23,75
	1-E51/31C	50,14	83,42	34,78	9,09	1,70	6,69	6,37	3,86	3,91	0,67	200,63
	1+E51/31C	19,61	33,66	20,47	9,24	1,31	9,32	3,99	4,33	2,56	0,63	105,12
	20-E44/32B	45,65	87,07	37,20	7,77	1,50	6,59	5,09	2,80	2,81	0,51	196,99
	30-N37/981	31,22	60,25	22,69	3,53	0,60	2,26	2,51	1,95	2,41	0,43	127,85
ARGILITES	HAN 23	46,04	89,23	39,88	7,50	1,20	5,89	6,76	4,10	4,31	0,69	205,60
	HAN 9	78,16	152,70	60,79	13,91	1,82	12,37	12,12	6,39	6,19	0,99	345,44
	HAN 2	72,38	120,96	51,67	11,33	2,10	10,57	11,27	6,12	6,12	1,03	293,55
	HSI 16	103,86	196,36	95,19	19,20	3,31	15,40	12,24	6,63	6,49	1,10	459,78
	HSI 9	67,15	114,23	41,93	7,93	0,89	6,34	5,59	3,51	3,52	0,62	251,71
	U3b411	73,66	135,15	59,13	10,65	1,90	7,90	4,71	2,85	2,92	0,57	299,44
	U3b23	185,49	317,59	126,13	20,65	3,90	14,22	11,22	7,48	8,38	1,45	696,51
	U3b22(1)	8,32	16,20	5,82	1,47	0,35	1,37	1,23	1,01	0,98	0,19	36,94
	U3b22(2)	204,65	356,23	136,30	22,19	2,24	15,58	12,48	8,19	9,38	1,62	768,86
	Tchi	40,07	78,21	33,44	6,87	1,27	5,94	5,33	3,17	3,43	0,60	178,33
	14-N17/148	73,79	155,78	83,30	22,23	4,61	23,67	20,68	8,61	5,31	0,81	398,79
	24-Ac-Ak	50,03	92,95	39,69	7,42	1,43	5,91	6,08	3,65	3,94	0,67	211,77
CHARBONS	HAN 17	29,35	68,56	33,53	8,54	1,43	7,27	6,71	3,70	3,55	0,58	163,22
	HAN 13	57,33	115,76	46,44	9,88	1,89	8,37	6,99	3,77	3,56	0,60	254,59
	HAN 11	24,92	51,88	20,89	4,72	0,87	4,48	4,38	2,44	2,10	0,35	117,03
	HAN 7	16,25	30,32	12,78	3,10	0,48	3,39	3,91	2,24	1,90	0,31	74,68
	HAN 6	27,04	50,96	22,60	5,43	0,78	4,99	5,50	2,96	2,61	0,43	123,30
	HAN 1	49,24	106,71	50,66	12,01	2,16	10,53	10,85	5,69	5,14	0,82	253,81
	HSI 28	63,30	130,89	57,74	10,10	1,45	7,02	5,83	3,43	3,10	0,50	283,36
	HSI 24	50,13	95,62	43,07	8,51	1,47	6,95	6,83	3,88	3,87	0,63	220,96
	HSI 18	37,73	75,42	35,94	8,23	1,48	7,30	7,03	4,04	3,66	0,60	181,43
	HSI 10	19,70	40,08	14,41	3,26	0,44	3,68	4,64	3,01	2,40	0,38	92,00
	HSI 8	28,47	58,00	30,10	5,42	0,45	3,87	4,95	3,00	2,68	0,40	137,34
	HSI 5	22,73	41,47	14,83	3,43	0,61	3,89	6,37	4,21	4,68	0,76	102,98

Tableau 24 Analyse des terres rares des échantillons des différents faciès représentatifs des séries d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.

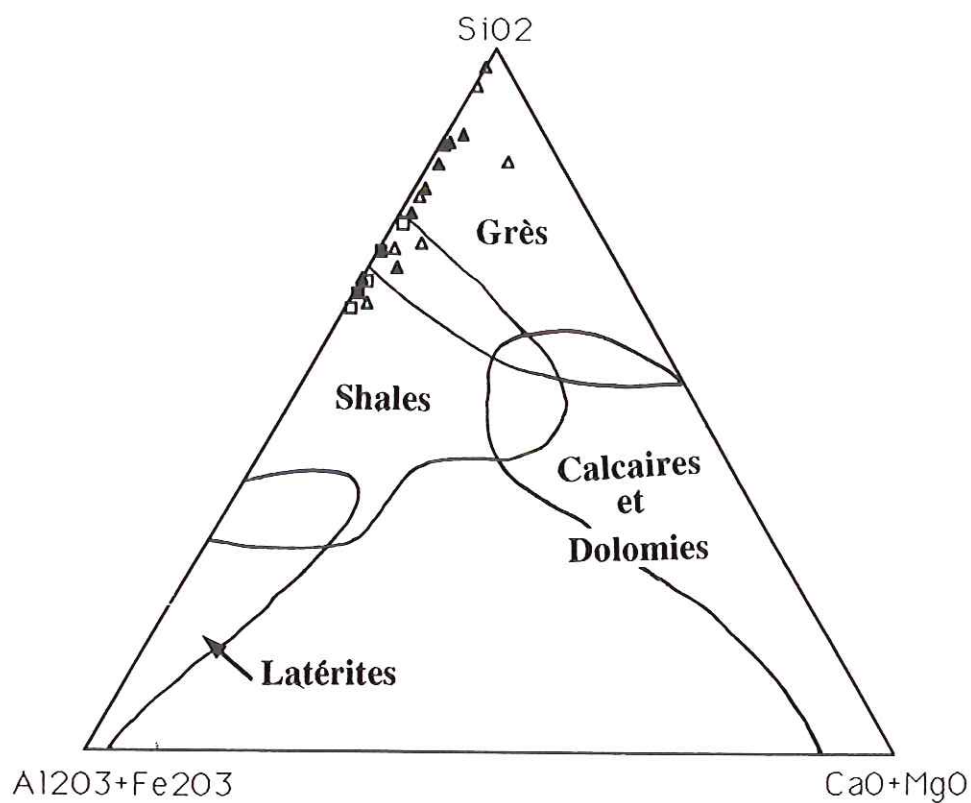


Fig. 67 - Diagramme triangulaire $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO+MgO}$ montrant la position des échantillons de grès et de shales.

- △ Taza
- ▲ Akouta
- Anou-Ararène
- Sékiret

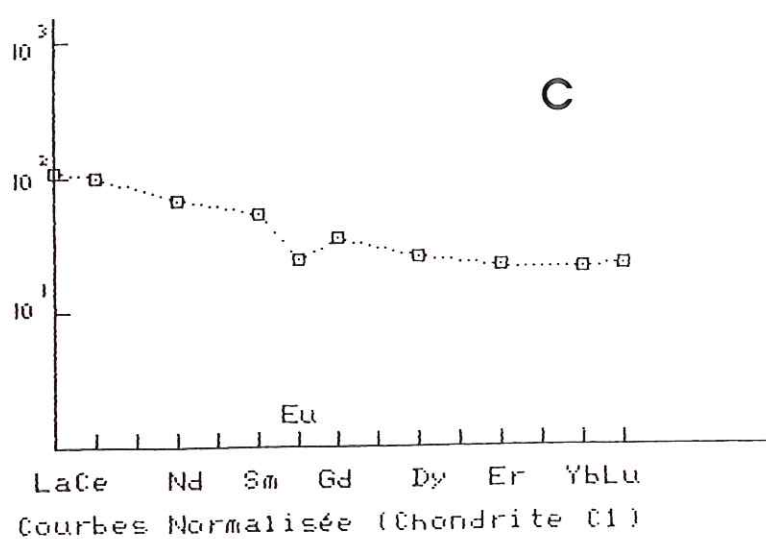
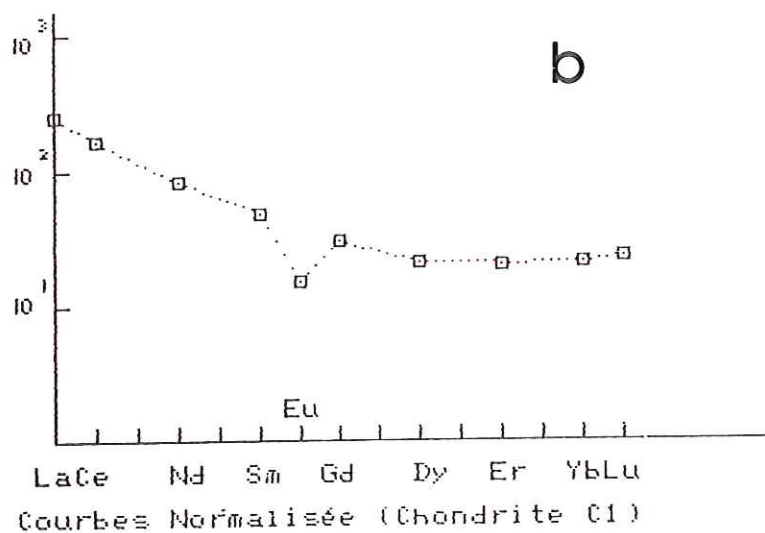
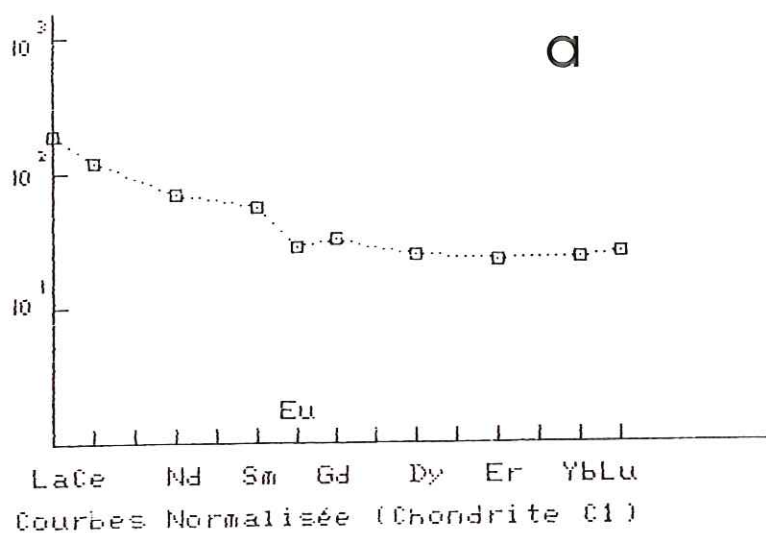


Fig.68 : Exemples de distribution de terres rares aux sein des différents faciès :
 a - faciès gréseux
 b - faciès argileux
 c - faciès charbonneux.

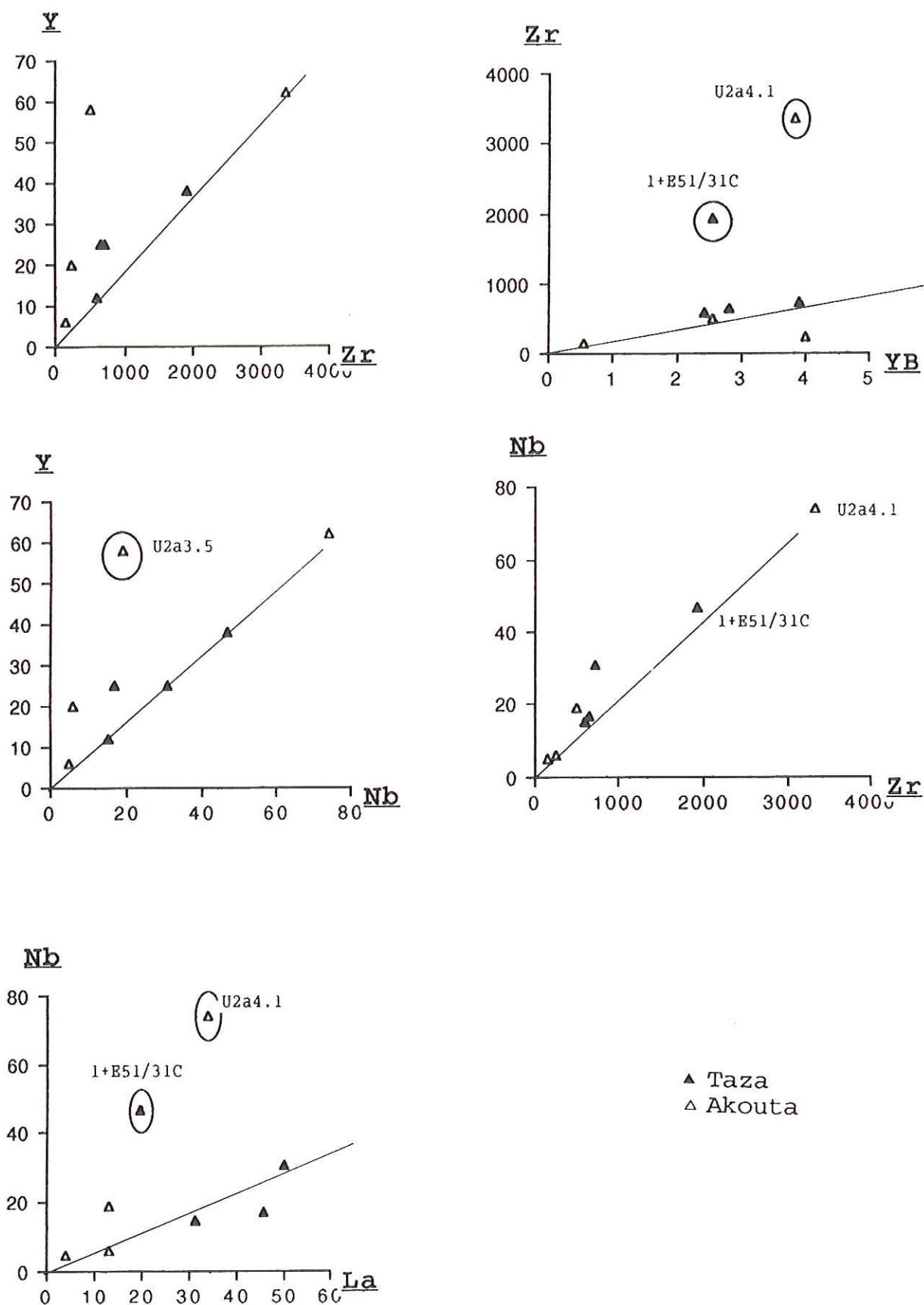
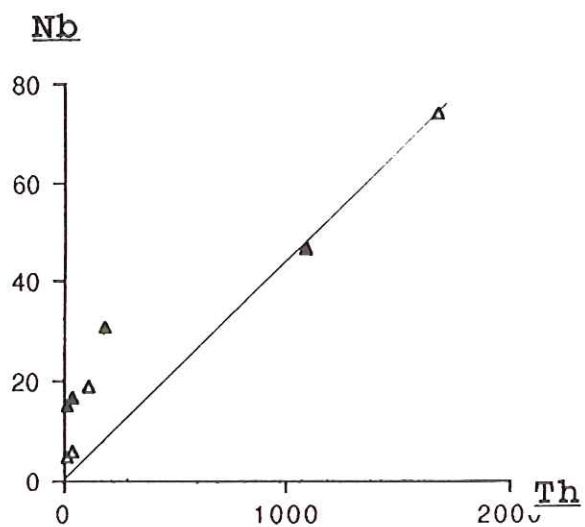
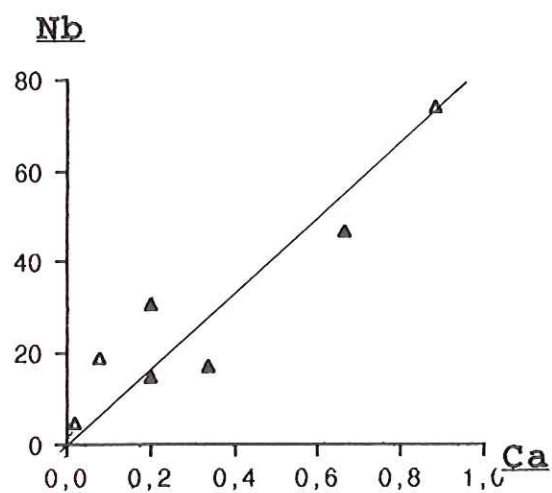
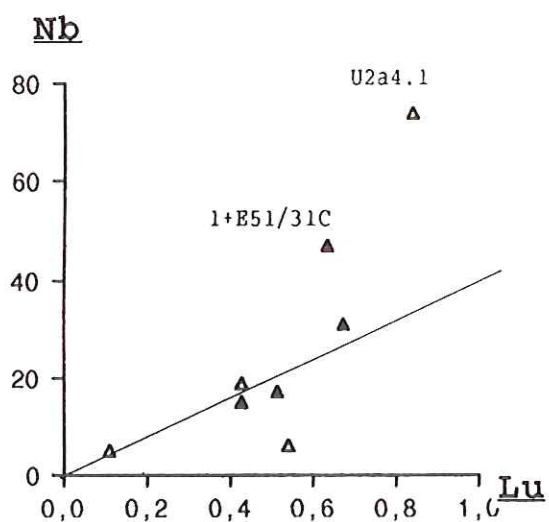
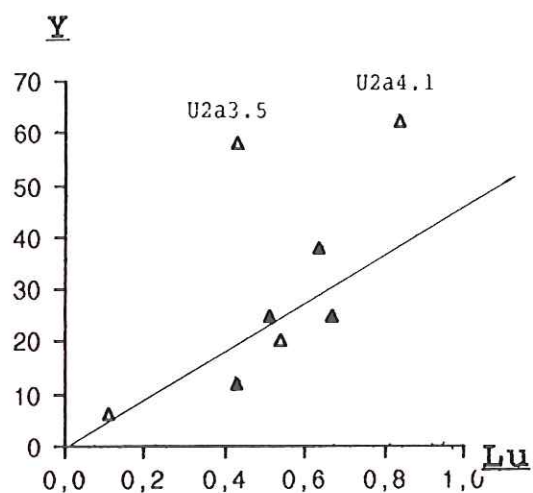
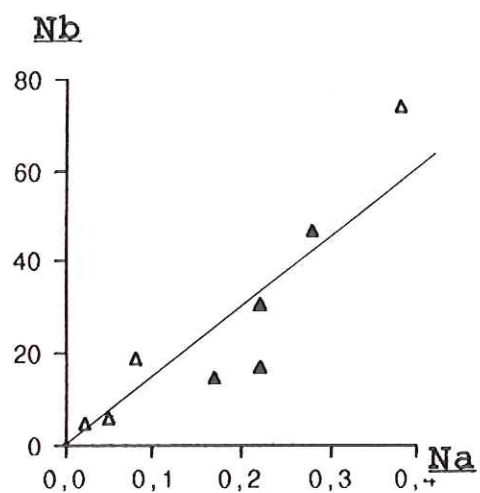


Fig.69 a - Correlation entre éléments incompatibles dans les faciès gréseux.



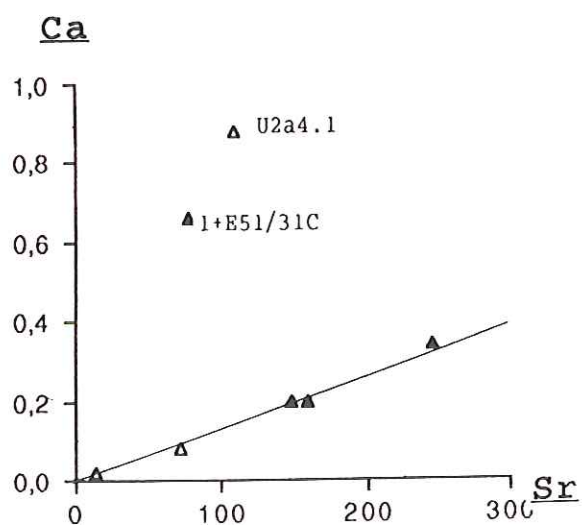
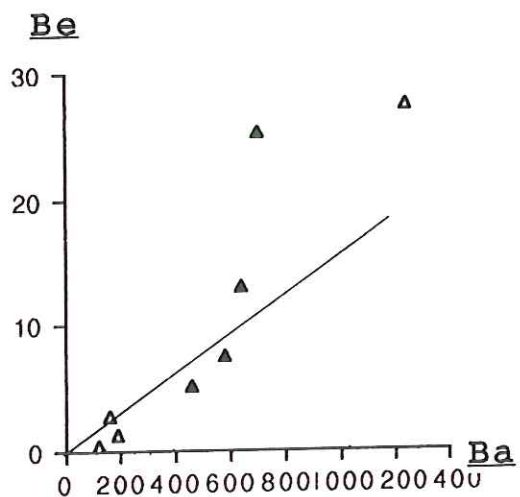
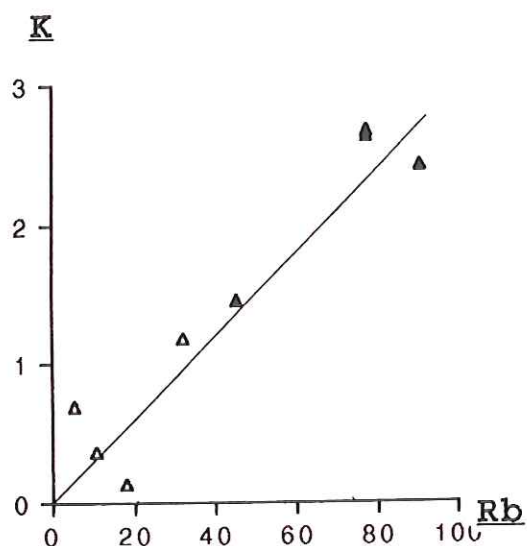
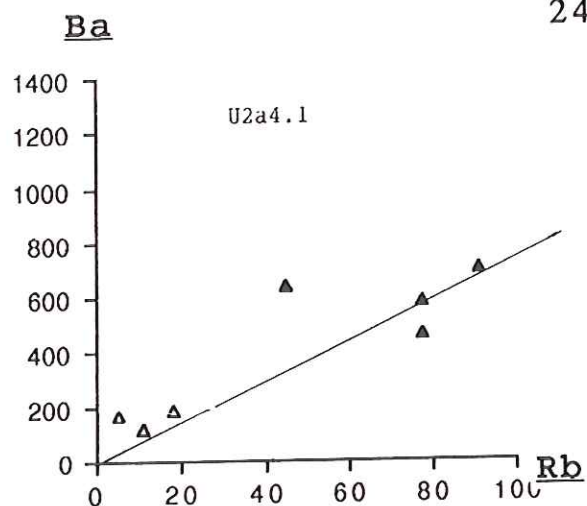
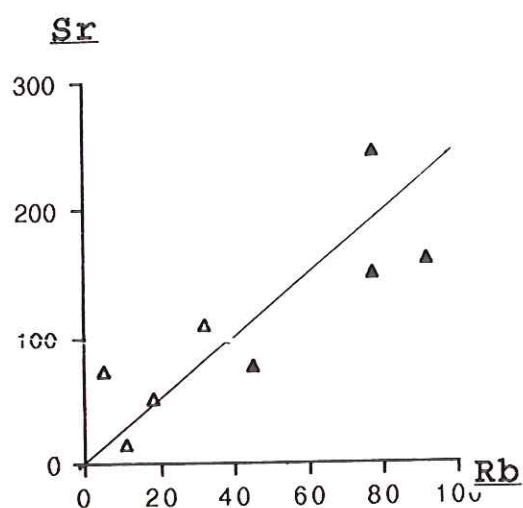


Fig. 69 b - Correlation entre éléments alcalins et alcalino-terreux dans les faciès gréseux.

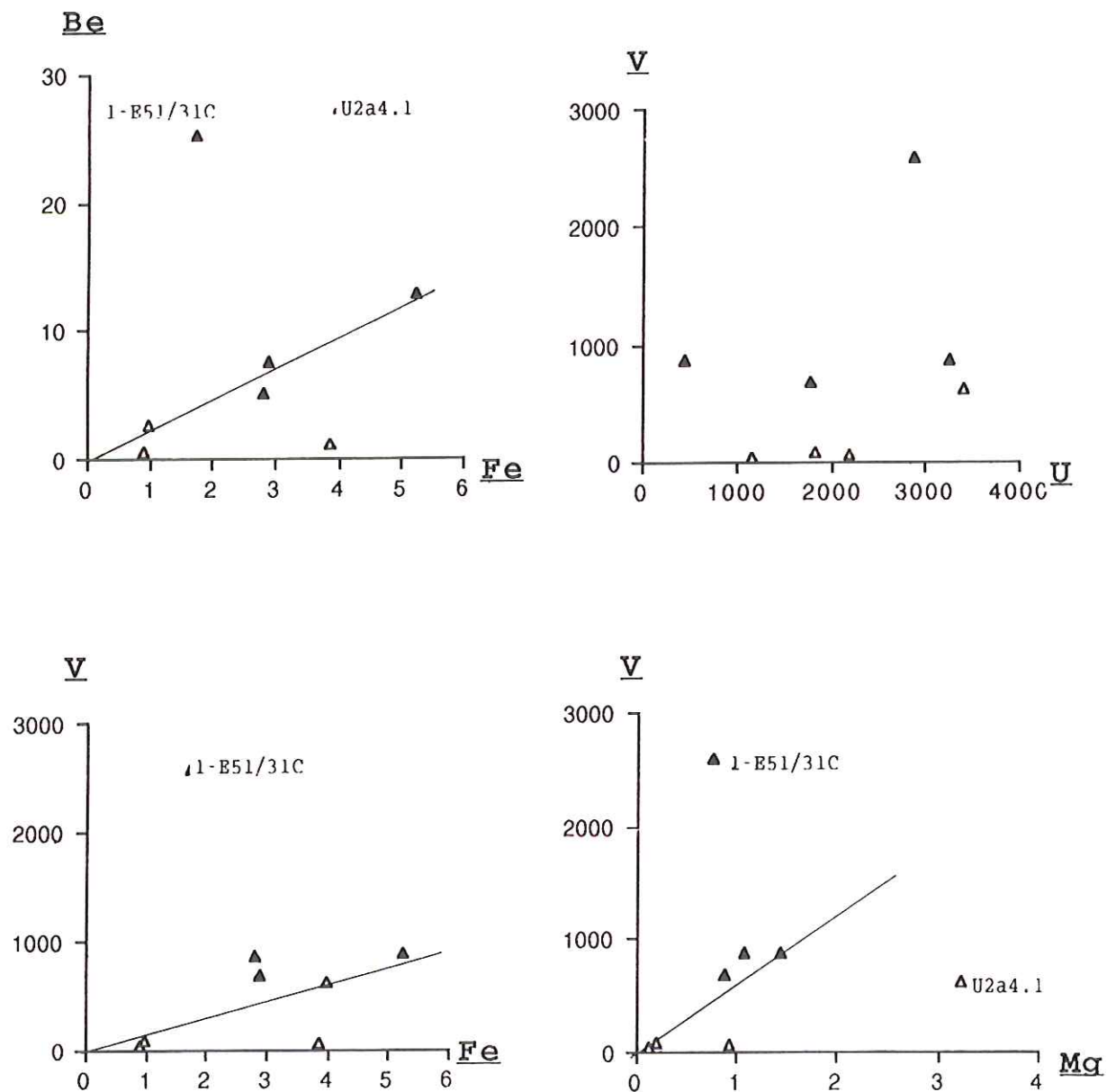


Fig. 69 c - Correlation entre éléments métalliques dans les faciès gréseux.

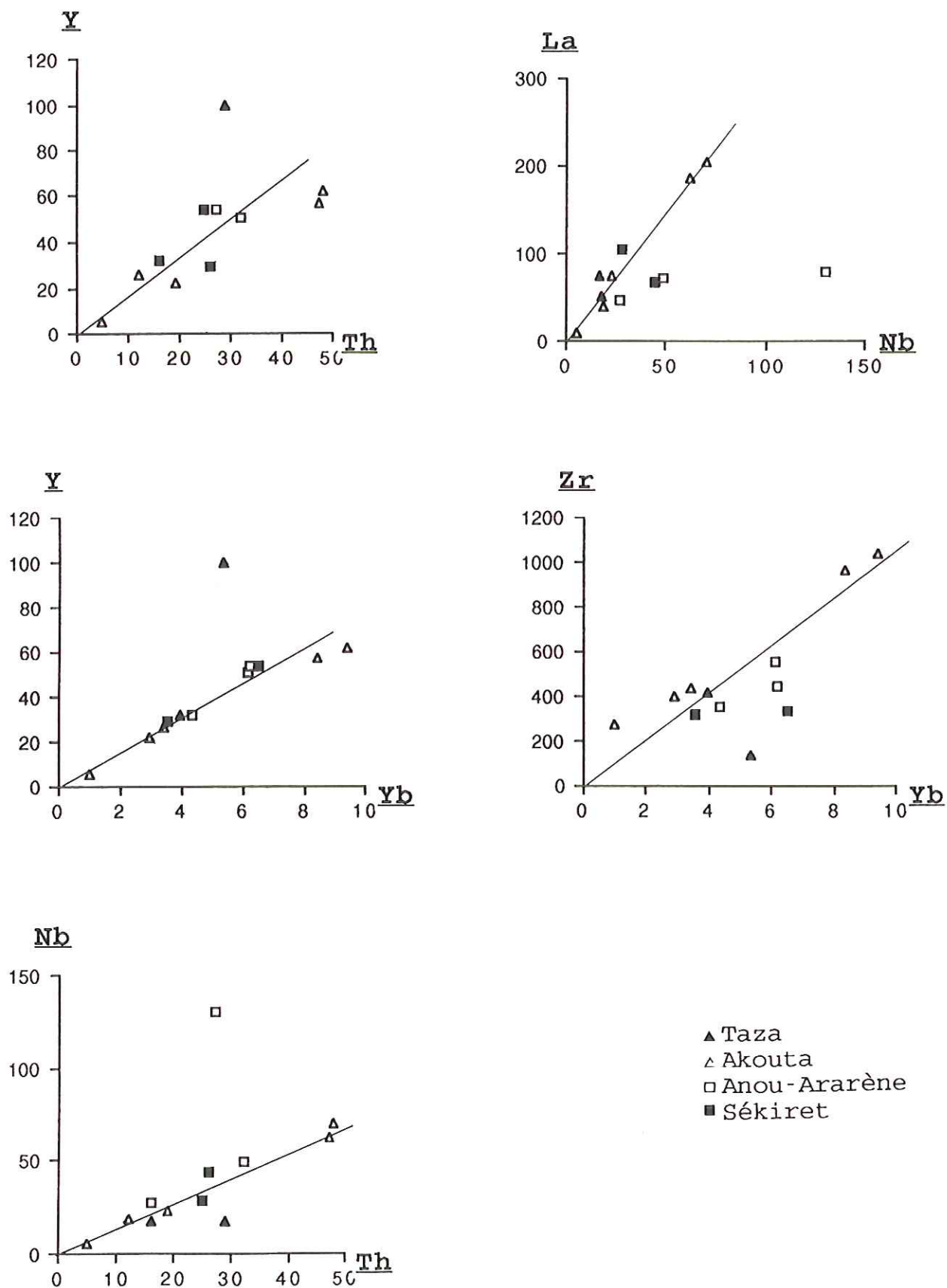


Fig. 70 a - Correlation entre éléments incompatibles dans les faciès argileux.

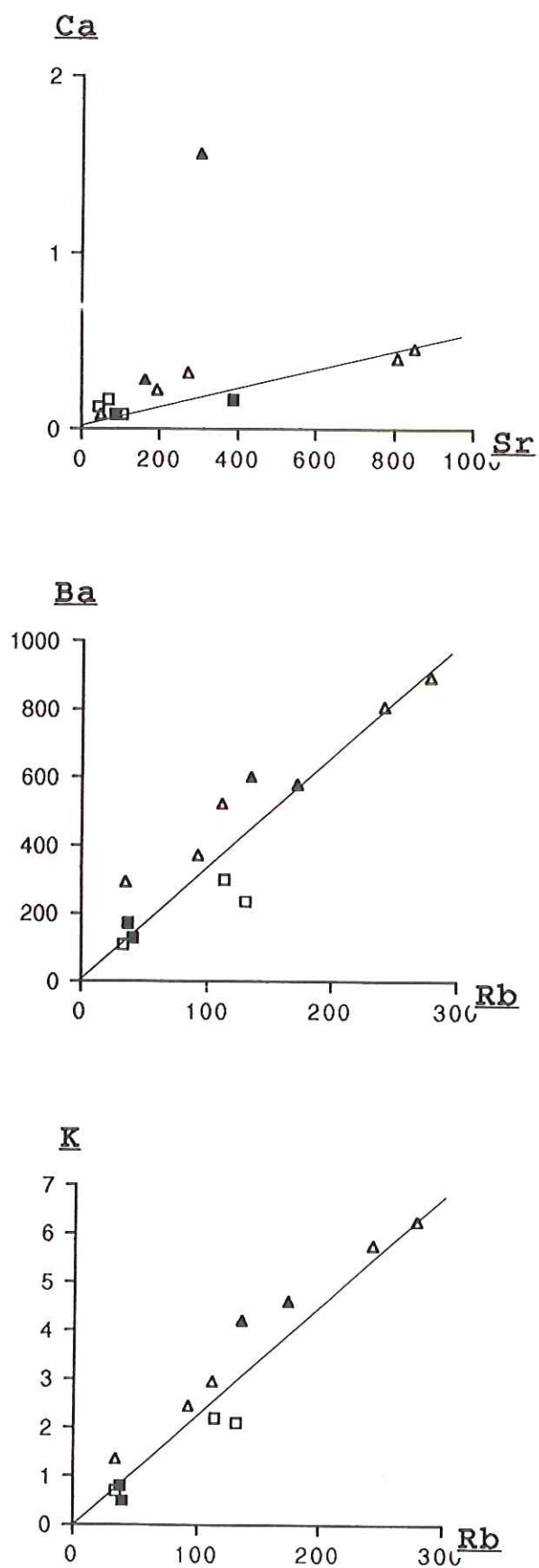


Fig. 70b - Correlation entre éléments alcalins et alcalino-terreux dans les faciès argileux.

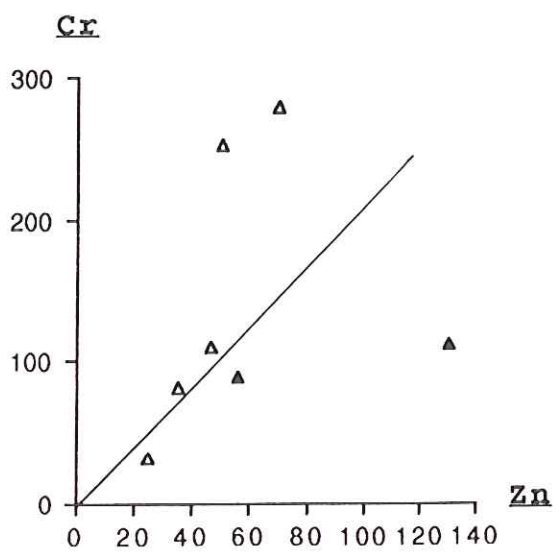
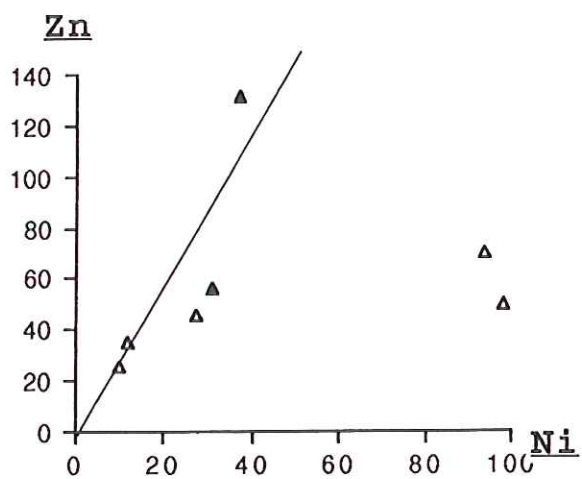
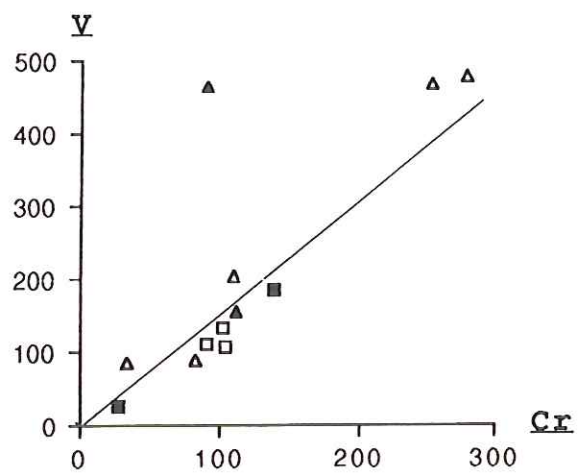


Fig. 70 c - Correlation entre éléments métalliques dans les faciès argileux.

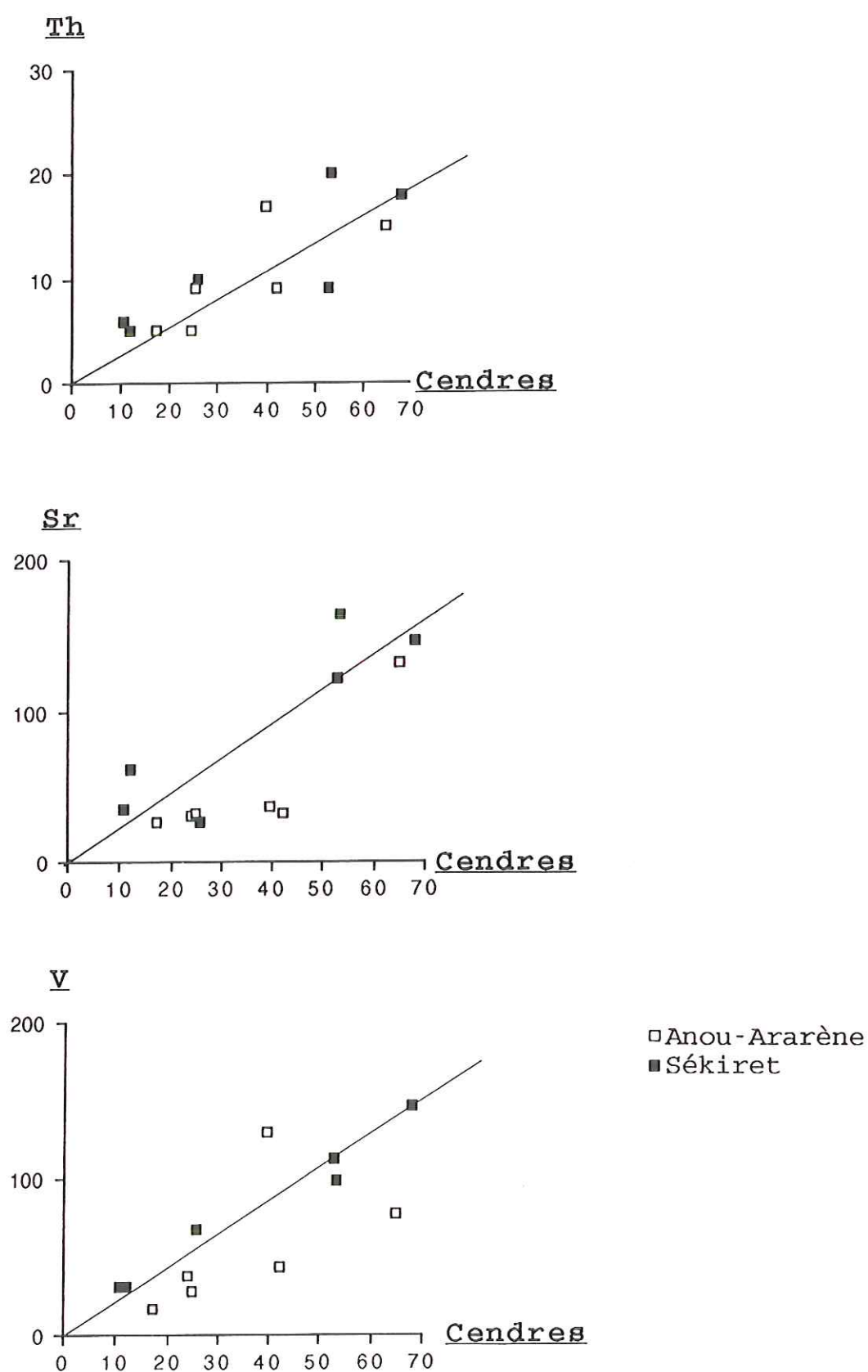
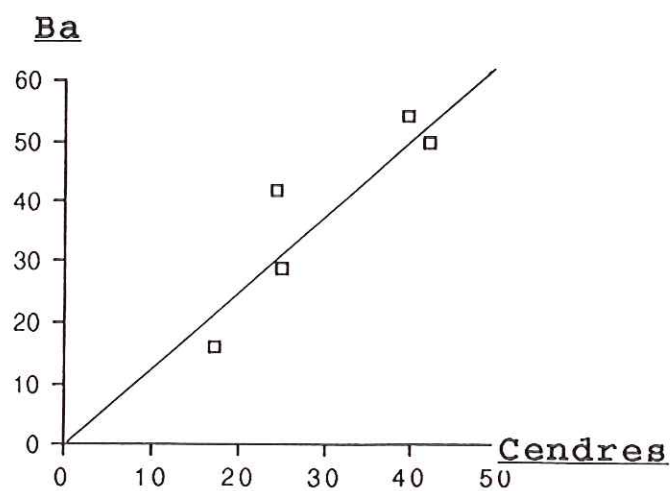
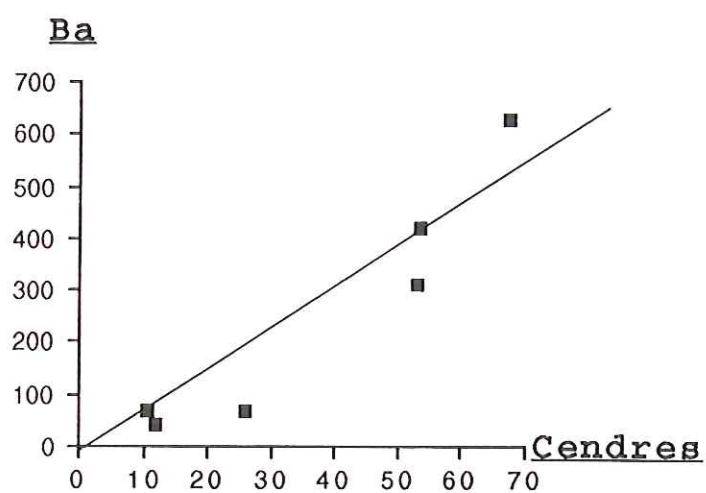
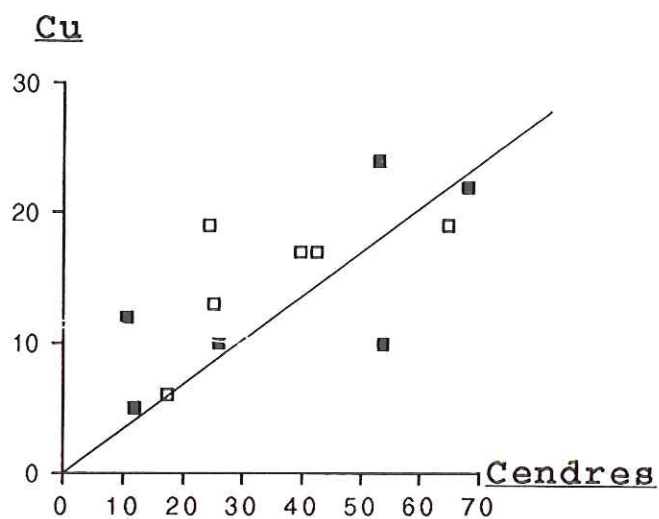


Fig.71 a - Correlation entre éléments traces et cendres dans les faciès charbonneux.



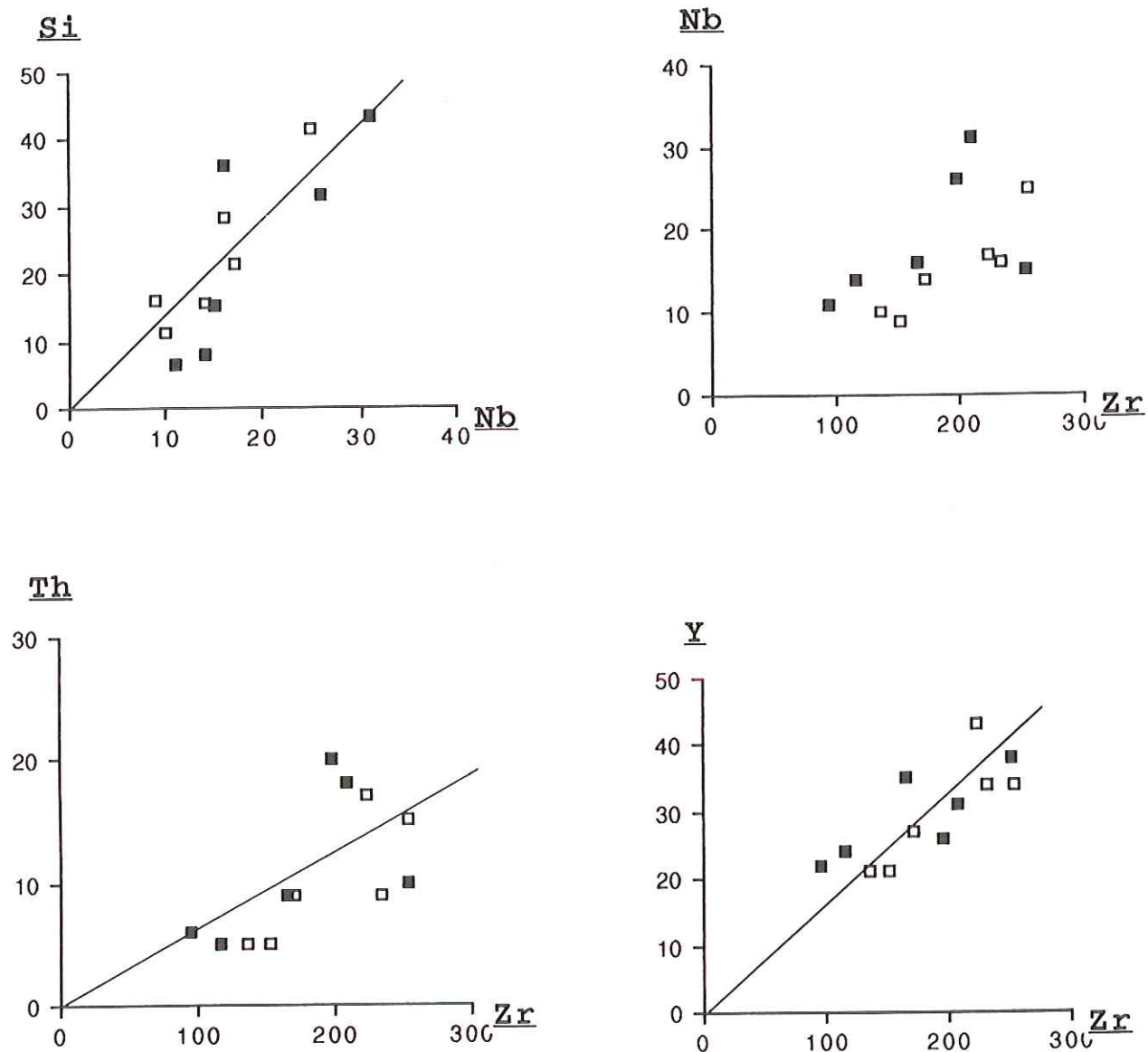


Fig.71 b - Correlation entre éléments incompatibles dans les faciès charbonneux.

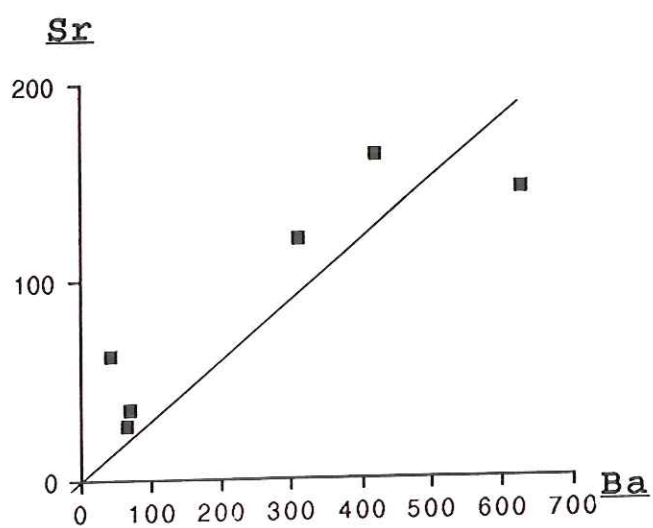
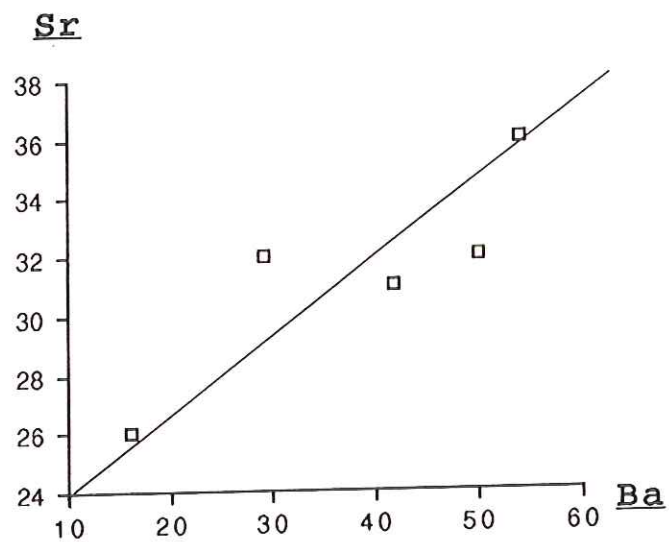


Fig. 71 c - Correlation entre éléments alcalins et alcalino-terreux dans les faciès charbonneux.

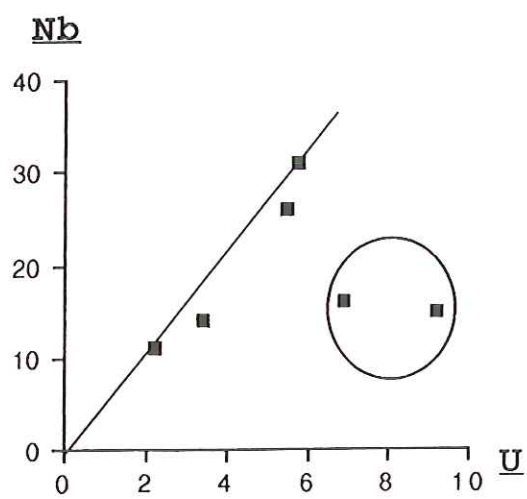
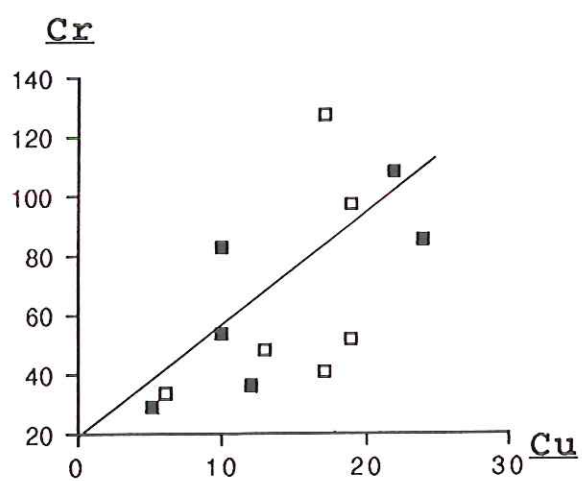
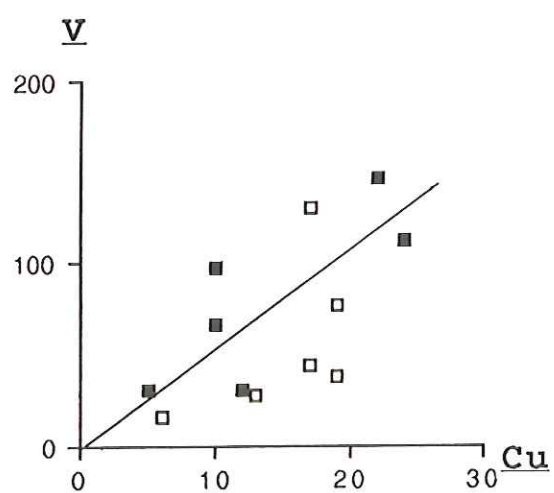


Fig. 71 d - Correlation entre éléments métalliques dans les faciès charbonneux.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cette étude sur la Géologie des matières organiques des formations carbonifères dans leur contexte géotectonique sur la bordure Ouest de l'Aïr, nous pouvons tirer quelques enseignements intéressant l'évolution tectono-sédimentaire et paléogéographique au Paléozoïque.

I -Relation entre la tectonique et la sédimentation

A l'échelle régionale, les principaux accidents cassants enregistrés dans les formations sédimentaires correspondent à quatre directions tectoniques majeures :

- une direction de fracturation N-S, celle du linéament d'In-Azawa-Arlit qui constitue la structure principale de la région et qui est liée à l'orogénèse panafricaine. Cette structure a joué d'une manière générale en mouvement senestre, même si localement, de petits mouvements en sens inverse ont pu se produire.

- une direction de fracturation orientée N110°-140°, produite dans le socle de l'Aïr et se prolongeant dans la couverture mais restant limitée à la partie Est du bassin. Cette direction peut être associée à la première. Les mouvements selon cette direction pourraient avoir rejoué pendant les périodes intra-viséenne (en décrochement senestre) et post-crétacée (conduisant à des failles normales).

- une direction de fracturation N70°-80° correspondant à des failles normales (mises en place pendant le Viséen et le Mésozoïque). Ces failles constituent le faisceau de Tin Adrar, les failles d'Akokan, d'Azouza et d'Issakanan.

- une direction de fracturation N30°-40° correspondant à des failles normales (ayant joué au Permo-Carbonifère et au Jurassique). Il s'agit des failles de Madawela, Izeretagen, Adrar Imoles et In Kakane.

Le principal résultat de l'étude de ces mouvements est résumé dans la figure . Suivant le linéament d'In Azawa (N-S), le compartiment Est du bassin situé du côté de l'Aïr s'est effondré par rapport à celui situé à l'Ouest. Au Nord, le linéament d'In Azawa délimite, avec la flexure de Madawela, un panneau triangulaire dénommé commodément "le Quart de Brie" qui s'est soulevé par rapport à l'ensemble. Ce mouvement a mis en contact, le long de l'accident méridien occidental la formation permienne d'Izegouande avec les séries carbonifères riches en matière organique. La conséquence de cette mise en contact considérable du point de vue métallogénique puisqu'elle aurait permis l'immobilisation de l'uranium dispersé dans les formations permienes de l'Izegouande et dans les séries réductrices carbonifères des zones d'Akouta et d'Arlit (Forbes, 1989).

II- L'environnement paléogéographique au Carbonifère et l'origine des apports organiques et minéraux

Au Carbonifère inférieur, la région d'Agadès appartient à la zone de bordure comprise entre la mer Carbonifère transgressive (à partir de la Mésogée et la plate forme saharienne ainsi qu'en témoignent les dépôts alternativement continentaux et marins situés dans l'aire générale de transgression correspondant à la région actuelle d'Agadès. Les dépôts typiquement marins (argilites du Talak) passent latéralement à des faciès laguno-lacustres à l'extrémité méridionale du biseau (fig.). Ce sont ces derniers faciès qui recèlent des niveaux de charbon bien développés à Anou-Ararène et à Sékiret. D'un point de vue paléoclimatique, la zone littorale a subi des influences glaciaires assez fortes (Valsardieu, 1970 ; Elhamet, 1983 ; De Rouvre, 1985). La rigueur du climat pourrait alors expliquer la monotonie de la flore, constituée d'espèces de Pteridophytes (Rhacopteris et Nothorhacopteris) et peut-être de conifères "primitifs" suggérés par l'existence de biomarqueurs dans les formations du Talak (Viséen) par des restes paléobotaniques décrits par J. de Rouvre dans des

formations carboniques postérieures (Guézouman et Tarat, datées par cet auteur du Namurien et du Westphalien).

Après un arrêt de la sédimentation (Valsardieu, 1970), les faciès marins envahissent la région : les formations déposées sont homogènes (argilites feuilletées ou argilites plastiques noires et vertes), à rares intercalations silteuses parsemées de bancs de lumachelles à faune marine viséenne (Valsardieu, 1970). L'on se trouve dans un domaine épicontinental lagunaire à proximité d'estuaires ou de deltas. Puis une sédimentation détritique préfigurant les dépôts deltaïques du Namurien-Westphalien (série de Tagora) marque le retrait marin.

La série de Tagora groupe deux mégaséquences fluvio-deltaïques (Guezouman et Tarat). Le delta reliait la mer viséenne située au Nord à un réseau fluvial venant du N-E à travers l'Aïr actuel. Selon Bigotte et Obellianne (1968), le fleuve s'enfonçait dans le continent Nord équatorial après un virage vers le Sud à l'Est du massif.

Du point de vue paléoclimatique la nature des sédiments montre que les glaciers ont régressé lors du déplacement de la plaque africaine vers le Nord, et sont cantonnés aux reliefs (de Rouvre, 1985). Le climat s'adoucit dans la zone littorale et permet l'apparition des genres *Sphenopteridium*, *Triphylopteris*, cependant que les *Rhacopteris* s.l. poursuivent leur développement.

Ces données paléoclimatiques et paléobiologiques expliquent la nature de la matière organique contenue dans les formations carbonifères : nature continentale (végétaux supérieurs) dans les formations charbonneuses (à Anou-Ararène et à Sékiret) ; nature continentale ou mixte (continentale et marine) dans les formations deltaïques (à Arlit et à Akouta).

Quant aux matériaux minéraux présents dans les formations carbonifères étudiées, la source proposée pour leur origine est constituée, d'après les données de l'analyse des terres rares et des éléments incompatibles contenus dans les minéraux lourds, par l'ensemble des roches éruptives et métamorphiques du massif de l'Aïr : granites, pegmatites, gneiss, micaschistes, roches alcalines (syénites néphéliniques) et roches amphiboliques (granites, syénites, diorites). Toutes les roches non purement métamorphiques de ces séries appartiennent aux complexes annulaires de l'Aïr.

III- Devenir des matériaux organiques après dépôt

- Degré d'évolution thermique atteint

Dans les séries charbonneuses (Anou-Ararène et Sékiret), les paramètres géochimiques (Tmax, épimérisation des hopanes et des stéranes) indiquent que les échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret ont atteint le niveau de la fenêtre à huile. A Sékiret, une évolution thermique légèrement plus poussée qu'à Anou-Ararène indique une différence d'enfouissement des deux séries, supérieure à Sékiret.

En revanche le pouvoir réflecteur de la vitrinite, paramètre que sa faible énergie d'activation rend très sensible aux effets thermiques, montre en outre une évolution rapide de la maturité au sein des deux séries, que seul un événement thermique tel qu'une circulation de fluides hydrothermaux semble à même d'expliquer.

Dans les séries à matière organique dispersée (et à uranium) de Taza et Akouta, le degré d'évolution thermique correspond au début de la fenêtre à huile. Dans ces formations trois phénomènes se seraient donc superposés : l'évolution diagénétique due à l'enfouissement (ce travail), l'effet thermique de fluides hydrothermaux ainsi que les effets dus à la radiolyse (Forbes, 1989).

- Genèse et migration d'hydrocarbures

Dans les séries d'Anou-Ararène et de Sékiret, le degré de maturité atteint se traduit par une production d'hydrocarbures avec un maximum correspondant à un pouvoir réflecteur de la vitrinite $Prv = 0,9 \%$ à Anou-Ararène et $1,07 \%$ à Sékiret. Certains niveaux ont atteint une saturation en huile. Il s'en est suivi une expulsion d'hydrocarbures et une redistribution dans les niveaux adjacents aux niveaux charbonneux sous l'influence vraisemblable de la circulation de fluides hydrothermaux.

- Altération et lessivage

L'étude des hydrocarbures saturés a permis de mettre en évidence des marques d'altération (disparition des hydrocarbures légers) qui auraient résulté précisément de processus de circulations de tels fluides hydrothermaux. Dans le cas des échantillons d'Anou-Ararène, une intervention de circulation d'eaux météoriques est suggérée par le fait que les niveaux supérieurs sont plus lessivés que les niveaux inférieurs, contrairement à ce qui se passe à Sékiret. De telles marques d'altération ont également affecté les séries de Taza et d'Akouta.

Au total, ces résultats montrent l'identité d'origine et la similitude de dévolution, pour ce qui concerne la subsidence et la circulation de fluides hydrothermaux, des matières organiques impliquées dans les concentrations d'uranium et de roches combustibles (charbons). La localisation de ces matières organiques a résulté de la mise en place de dépôts laguno-lacustres (fig.) dans la partie effondrée à l'Est du linéament d'In Azawa (fig.). Ce mouvement d'effondrement peut être considéré comme le facteur essentiel ayant permis la préservation de la nature organique de ces séries.

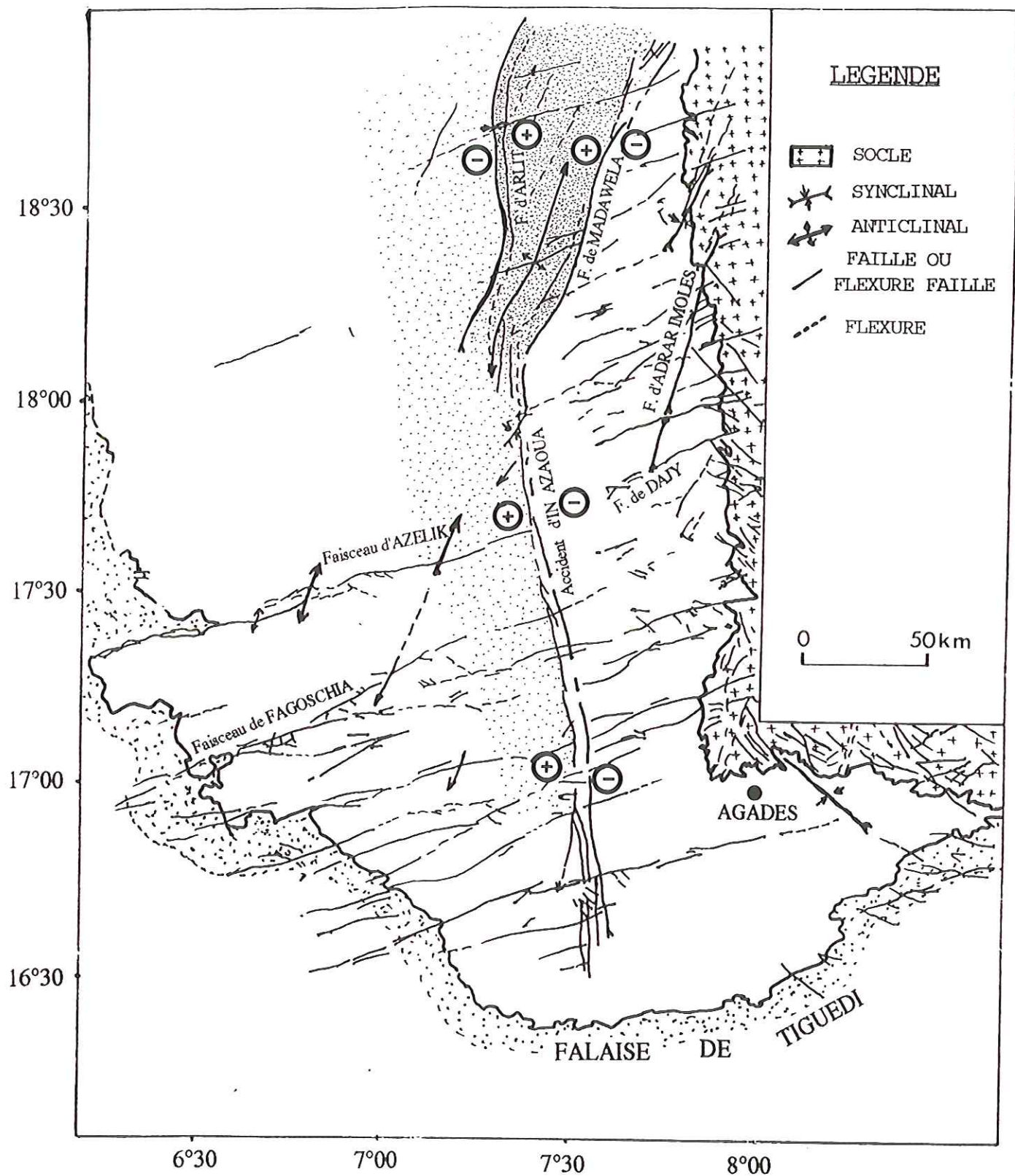


Fig. 72 - Carte montrant les principales structures cassantes et le déplacement des compartiments délimités par celles-ci.

LISTE DES FIGURES

- Fig.1.a - Aires de cratonisation en Afrique (d'après Valsardieu, 1970).
- Fig.1.b - Zones mobiles du craton ouest-Africain (Modifié d'après Valsardieu, 1970).
- Fig.2 - Situation du bassin de Tim Mersoï au sein des Iullemmeden (d'Après Valsardieu, 1970).
- Fig.3 - Coupe stratigraphique schématique du bassin de Tim Mersoï (emprunté à Elhamet, 1983; d'après COGEMA).
- Fig.4 - Les accidents cassants dans le bassin de Tim Mersoï (d'après Valsardieu, 1970).
- Fig.5 - Schémas paléogéographique dans la région septentrionale du bassin des Iullemmeden (bassin de Tim Mersoï) (d'après Valsardieu, 1970).
- Fig.6 - Transgressions marines post-Crétacé (d'après Forbes, 1989).
- Fig.7 - Répartition des séries de Terada, de Tagora et d'Izegouandane (modifié d'après Valsardieu, 1970).
- Fig.8 - Episodes volcaniques, tectoniques et mouvements d'ensemble dans le bassin de Tim Mersoï (d'après Valsardieu, 1970; Forbes, 1989).
- Fig.9.1. - Plan de la carrière SONICHAR.
- Fig.9.2. - Coupe stratigraphique dans la partie Nord de la carrière SONICHAR.
- Fig.10 - Localisation du permis de Sékiret (d'après P.N.C - O.N.A.R.E.M, rapport 1985).
- Fig.11 - Coupe stratigraphique dans le secteur Issakanan.
- Fig.12 - Plan de localisation des concessions Somaïr et des lieux de prélèvement d'échantillons.
- Fig.13 - Plan de la carrière de Taza Sud.
- Fig.14 - Coupe schématique Ouest-Est dans la carrière de Taza Sud.
- Fig.15 - Coupe Nord-Sud effectuée dans la partie Nord du gisement, dans le chenal d'Akouta (d'après O. JAMES, 1984).
- Fig.16 - Les grandes cassures et les structures associées (d'après Valsardieu, 1970).

- Fig.17 - Schéma de synthèse montrant les principales directions des fracturations ayant affecté les formations sédimentaires du bassin de Tim Mersoï.
- Fig.18 - Répartition des points représentatifs des charbons déminéralisés d'Anou-Ararène et de Sékiret dans un diagramme H/C-O/C.
- Fig.19 - Position des points représentatifs des échantillons d'Anou-Ararène dans un diagramme IH-Tmax.
- Fig.20 - Position des points représentatifs des échantillons de Sékiret dans un diagramme IH-Tmax.
- Fig.21 - Principaux types des alcanes dans les échantillons d'Anou-Ararène.
- Fig.22 - Distribution des alcanes dans deux échantillons de Sékiret.
- Fig.23 - Distribution des diterpenoïdes tétracycliques contenus dans les extraits des échantillons des séries d'Anou-Ararène et de Sékiret.
- Fig.24 - Proportion des stéranes (b,d) par rapport aux hopanes (a,c) dans les échantillons d'Anou-Ararène (a et b) et de Sékiret (c et d).
- Fig.25 - Nature des hydrocarbures aromatiques des échantillons d'Anou-Ararène (voir tableau 7).
- Fig.26 - Nature des hydrocarbures aromatiques des échantillons de Sékiret (voir tableau 7).
- Fig.27 - Diagramme C27-C28-C29 stéranes mettant en relation la composition en stéroïdes et l'environnement de dépôt des matériaux organiques (d'après Huang et Meinschein, 1979).
- Fig.28 - Diagramme triangulaire [Vitrinite-Exinite-Inertinite] montrant la position des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret par rapport aux aires correspondant aux charbons du Gondwana et ceux de l'hémisphère Nord.
- Fig.29 - Position du continent africain au Paléozoïque (d'après Scotese et al., 1979).
- Fig.30 - Stratigraphie simplifiée des sites étudiés, avec localisation des échantillons analysés.
- Fig.31a et 31b - Exemples d'enregistrements d'hydrocarbures saturés de chromatographie en phase gazeuse.

Fig.32a et 32b - T_{max} (°C) en fonction de la profondeur.

Fig.33a et 33b - (H/C)_{at} en fonction de la profondeur.

Fig.34 - Distribution des hopanes (m/z = 191) dans quelques échantillons choisis montrant son évolution avec la profondeur, dans la mine et dans le sondage.

Fig.35 - Proportions, en fonction de la profondeur, de divers hopanes réguliers en C27 à C31 (échantillons du sondage de Sékiret).

Fig.36 - Distribution de stéranes (m/z 217) dans quelques échantillons choisis montrant son évolution avec la profondeur, dans la mine et dans le sondage.

Fig.37a et 37b - Ethyl cholestanes $\beta\beta/\alpha\alpha$ (20R et 20S) en fonction de la profondeur.

Fig.38a et 38b - Réflectance de la vitrinite (%) en fonction de la profondeur.

Fig.39 - Comparaison de la variation des proportions respectives de normorétane et de norhopane, dans les échantillons de la mine.

Fig.40 - Variation de (H/C)_{at} en fonction de R_v (%).

Fig.41 - Distribution des alcanes dans les niveaux de charbon d'Anou-Ararène. a-Echantillon présentant des signes de migration; b-Echantillon "normal".

Fig.42 - Distribution des alcanes dans les niveaux de charbon de Sékiret. a-Echantillon présentant des signes de migration; b-Echantillon "normal".

Fig.43 - Variation du taux d'extrait chloroformique avec la profondeur (Echantillons d'Anou-Ararène).

Fig.44 - Variation du taux d'extrait chloroformique avec la profondeur (Echantillons de Sékiret).

Fig.45.a - Variation du rapport Hydrocarbures / non hydrocarbures dans l'extrait chloroformique en fonction de la profondeur (Echantillons d'Anou-Ararène).

- Fig.45.b - Variation du rapport Hydrocarbures / non hydrocarbures dans l'extrait chloroformique en fonction de la profondeur (Echantillons de Sékiret).
- Fig.46 - Variation du rapport Pristane/Phytane dans l'extrait chloroformique avec la profondeur.
- Fig.47 - Mise en évidence des variations d'intensité du phénomène de lessivage au sein de la série étudiée, à Anou-Ararène, d'après l'altération des signatures en n-alcanes.
- Fig.48 - Mise en évidence des variations d'intensité du phénomène de lessivage au sein de la série étudiée, à Sékiret, d'après l'altération des signatures en n-alcanes.
- Figs.49a et 49b - Exemples de distributions en n-alcanes d'allure bimodale présentées par des échantillons d'argilites de Sékiret, pouvant résulter de la surimposition de la signature d'hydrocarbures à celle des composés autochtones.
- Fig.50 - Exemples de distribution des composés de la famille de phénanthrènes trouvés à Anou-Ararène et Sékiret.
- Fig.51 - Position des données obtenues sur Anou-Ararène et Sékiret dans un diagramme réflectance de la vitrinite -MPI 1, établi par Radke (1988).
- Fig.52 - Variation des distributions en méthylphénanthrènes, à Anou-Ararène et Sékiret, mise en évidence dans un diagramme MPR - MPI 1.
- Fig.53 - Exemple de répartition des composés de la famille du dibenzothiofène, mise en évidence par CPG-SM, à Anou-Ararène; comparaison avec celle du groupe des phénanthrènes.
- Fig.54 - Exemple de répartition des composés de la famille du dibenzothiofène, mise en évidence par CPG-SM, à Sékiret; comparaison avec celle du groupe des phénanthrènes.
- Fig.55 - Confrontation des valeurs respectives des indices 4/1-MDBT (méthyldibenzothiofènes) et MPI1 (méthylphénanthrène + phénanthrène), déterminées pour des échantillons de Sékiret.
- Fig.56 - Position des points représentatifs des échantillons de Taza et d'Akouta dans un diagramme triangulaire HCS-HCA-C.Pol.

- Fig.57 - Chromatogrammes d'hydrocarbures saturés représentant les principales distributions des n-alcanes dans les échantillons de Taza et d'Akouta.
- Fig.58 - Exemple de distribution des composés de la famille des phénanthrènes trouvés à Taza et à Akouta.
- Fig.59 - Exemple de répartition des composés de la famille du dibenzothiofène à Taza et à Akouta; comparaison avec celle du groupe des phénanthrènes.
- Fig.60 - Diagrammes de corrélation entre les éléments uranium-soufre-carbone.
- Fig.61 - Position des points représentatifs des échantillons de Taza et d'Akouta dans un diagramme IH-Tmax.
- Fig.62 - position des points représentatifs des échantillons provenant des gisements d'uranium de la région d'Arlit-Akouta dans un diagramme de Van Krevelen.
- Fig.63 - Variation des distributions en méthylphénanthrènes à Taza, Akouta, Sékiret et Anou-Ararène, mise en évidence dans un diagramme MPR-MPI-1.
- Fig.64 - Confrontation des valeurs respectives des paramètres MDR (4/1-MDST) et MPI-1 déterminés pour des échantillons de Taza, Akouta et Sékiret.
- Fig.65 - position des points représentatifs des échantillons de Taza, Akouta et Sékiret sur un diagramme MDR-Tmax.
- Fig.66 - Volcanisme paléozoïque dans l'Aïr (d'après Moreau, 1982; Ahmed, 1989).
- Fig.67 - Diagramme triangulaire $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{+CaO+MgO}$ montrant la position des échantillons de grès et de shales de Taza d'Akouta, d'Anou-Ararène et de Sékiret.
- Fig.68 - Exemples de distribution de terres rares aux sein des différents faciès: a-faciès gréseux; b-faciès argileux; c-faciès charbonneux.
- Fig.69.a - Corrélation entre éléments incompatibles dans les faciès gréseux.
- Fig.69.b - Corrélation entre éléments alcalins et alcalino-terreux dans les faciès gréseux.
- Fig.69.c - Corrélation entre éléments métalliques dans les faciès gréseux.
- Fig.70.a - Corrélation entre éléments incompatibles dans les faciès argileux.

- Fig.70.b - Corrélation entre éléments alcalins et alcalino-terreux dans les faciès argileux.
- Fig.70.c - Corrélation entre éléments métalliques dans les faciès argileux.
- Fig.71.a - Corrélation entre éléments traces et cendres dans les faciès charbonneux.
- Fig.71.b - Corrélation entre éléments incompatibles dans les faciès charbonneux.
- Fig.71.c - Corrélation entre éléments alcalins et alcalino-terreux dans les faciès charbonneux.
- Fig.71.d - Corrélation entre éléments métalliques dans les faciès charbonneux.
- Fig.72 - Carte montrant les principales structures cassantes et le déplacement des compartiments délimités par celles-ci.

LISTE DES TABLEAUX

- Tab.1 - Principales caractéristiques paléogéographiques et géologiques de la région d'Anou-Ararène (modifié d'après Greigert et Pougnet, 1967; Valsardieu, 1970; Bellion, 1987).
- Tab.2 - Principales caractéristiques paléogéographiques et géologiques de la région de Sékiret.
- Tab.3 - Principales caractéristiques paléogéographiques et géologiques de la région d'Arlit-Akouta.
- Tab.4 - Synthèse des différents épisodes tectoniques relevés dans la région d'Anou-Ararène.
- Tab.5 - Nomenclature des macéraux des houilles (d'après le lexique international de Pétrologie des charbons, C.N.R.S)
- Tab.6 - Composition macérale des échantillons d'Anou-Ararène et de Sékiret
- Tab.7 - Teneurs en Carbone organique (C.O.T); valeurs des rapports H/C et O/C; température maximale du pic S2 des échantillons étudiés.
- Tab.8 - Identification des pics correspondant aux différents composés aromatiques des figures 8 et 9.
- Tab.9 - Données essentielles de géochimie organique et de réflectance de la vitrinite obtenues sur les échantillons étudiés.
- Tab.10 - Proportions de hopanes et de stéranes et valeurs du rapport significatif (déterminé respectivement d'après les chromatogrammes d'ions m/z 191 et 217).
- Tab.11 - Données analytiques concernant les compositions en E.C.= extrait chloroformique; HCS = hydrocarbures saturés; HCA = hydrocarbures aromatiques; C. Pol.= composés polaires; Pr/Ph = rapport pristane sur phytane; Pr/nC17 = rapport pristane sur hydrocarbure en C17.
- Tab.12 - Données analytiques pétrologiques sur 4 échantillons du gisement de Sékiret.
- Tab.13 - Teneurs en carbone organique (C.O.T.%), valeurs du pouvoir réflecteur de la vitrinite (Rv %) et teneurs relatives en phénanthrène et méthylphénanthrène (unités arbitraires) des échantillons étudiés.
- Tab.14 - Teneurs relatives en dibenzothiofène (DBT) et méthyldibenzothiofène (MDBT) d'échantillons de Sékiret (unités arbitraires).

- Tab.15 - Quantités absolues et relatives d'extraits kérogène (M.O.T) fournies par attaque acide (HCl/HF) d'échantillons de Taza et d'Akouta.
- Tab.16 - Données d'analyses élémentaires (C, H, O, S) des extraits kérogène (M.O.T) et teneurs en uranium (sur roche brute) des échantillons de Taza et d'Akouta.
- Tab.17 - Données fournies par pyrolyse Rock-Eval des échantillons de Taza et d'Akouta.
- Tab.18 - Données relatives aux quantités, compositions d'extraits chloroformiques ainsi que des indices déterminés par la distribution des hydrocarbures aromatiques.
- Tab.19 - Composition géochimique brute (en éléments majeurs) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.
(*) : teneurs rapportées aux cendres.
- Tab.20 - Composition géochimique corrigée (en éléments majeurs) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.
- Tab.21 - Composition géochimique (en éléments incompatibles et Thorium) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.
- Tab.22 - Composition géochimique (en éléments alcalins et alcalino-terreux) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.
- Tab.23 - Composition géochimique (en éléments métalliques) des échantillons d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.
- Tab.24 - Analyse des terres rares des échantillons des différents faciès représentatifs des séries d'Anou-Ararène, Sékiret, Taza et Akouta.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALEXANDER G., HAZAI I., GRIMALT J. and ALBAIGES J. (1987) - Occurrence and transformation of phyllocladanes in brown coals from Nograd basin, Hungary. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.51, pp.2065-2075.
- ALPERN B. (1978) - Le bassin houiller Viseen d'Agadès. I: Géologie, Petrographie, et physico-chimie. *Palinologia*. num. extraord., 1., pp.35-41.
- ALPERN B. (1987) - Applications de la pétrographie des organoclastes à l'histoire géologique et thermique des bassins sédimentaires carbonés. *Mém. Soc. Géol. France*. Vol.151, pp.55-75.
- AMA SALAH I. (1987) - Etude pétrographique et sédimentologique des formations du bassin houiller d'Anou-Ararène (Niger)- Evolution paléogéographique. D.E.A., Université d'Orléans. 73p.
- BAILEY N.J.L., JOBSON A.M. and ROGERS M.A. (1973) - Bacterial degradation of crude oil: comparison of field and experimental data. *Chem. Geol.*, Vol. 11, pp. 203-221.
- BASET Z.H., PANCIROV R.J. and ASHE T.R. (1980) - Organic compounds in coal: structure and origins. In: "Advances in organic Geochemistry 1979", DOUGLAS A.G. & MAXWELL J.R. (Eds.), pp.619-630. Pergamon Press, Oxford.
- BENALIOULHAJ N; (1991) - Les formations à phosphates et à schistes bitumineux du bassin des Oulad-Abdoun et du bassin de Timahdit: pétrographie, minéralogie, géochimie et environnement de dépôt. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Strasbourg. 238p.
- BESSOLES B. et ROMPETTE R., 1980 : Géologie de l'Afrique : la chaîne panafricaine, "zone mobile d' Afrique Centrale et zone mobile soudanaise" *Mem. B.R.G.M.*, n° 92, 396 p. .
- BIGOTTE G. et OBELLIANE J.M. (1968) - Découvertes des minéralisations uranifères au Niger. *Mineral. Deposita*, Vol.3, pp. 317-333.
- BLACK R., JAUJOU M., & PELLATON C. (1967) - Notice explicative de la carte géologique au 1:500.000è de l'Aïr. B.R.G.M
- BOHLMAN F., ZDERO C., HOFFMAN E., MAHANTA P.L. and DORNER W. (1978) - Neue Diterpene und Sesquiterpene aus sudafrikanischen *Helichrysum* - Arten. *Phytochem.*, Vol.17, pp.1917-1922.

- BOSTICK N.H. (1979) - Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures. A review. In: "Aspects of Diagenesis". SCHOLLE P. & SCHLUGER P.R. (Eds.), Vol.26, pp17-43. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa. sp. pub.
- BROOKS J.D., GOULD K. and SMITH J.W. (1969) - Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum. *Nature*, Vol.222, pp.257-259
- BROOKS P.W. and MAXWELL J.R. (1974) - Early stage fate of phytol in a recently deposited lacustrine sediments. In: "Advances in Organic Geochemistry 1973". TISSOT B. & BIENNER F. (Eds.). pp.977-992. Technip, Paris.
- BURNHAM A.K. and SWEENEY J.J. (1989) - A kinetic model of vitrinite maturation. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol.53, pp.2649-2657.
- BUSTIN R.M., BARNES M.A. and BARNES W.C. (1985) - Diagenesis, Quantification and modelling of organic diagenesis. *Geoscience Canada*, Vol.12, pp.4-21.
- CAZOULAT M. (1985) - Geologic environment of the uranium deposits in the carboniferous and Jurassic sandstones of the Western margin of the Air mountains in the Republic of Niger. In: "Geological Environments of Sandstone-type Uranium Deposits", I.A.E.A. (Int. Atomic. Energy Agency), Vienna, TEC DOC 328, pp.247-263.
- CHANDRA D. and TAYLOR G.H. (1982) - Gondwana Coals. In: "Stach's Textbook of Coal Petrology. STACH E. (Ed.), Gebrüder Bornträger., pp.177-198.
- CHESTER R. and HUGHES M.J. (1967) - A chemical technique for the separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments. *Chem. Geol.*, Vol.3, pp.199-212.
- CLAYTON J.L. and SWETLAND P.J. (1978) - Subaerial weathering of sedimentary organic matter. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol.42, pp.305-312.
- CODETEC (1989) - Cahiers d'utilisation du charbon. Ed. Technip. Vol.12, 264p.
- COHEN A.D. and SPACKMAN W. (1977) - Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades-Mangrove Swamp-marsh complex. Part II. Petrography of peats. *Palaeontographica B*, Vol.162, pp.71-114.

- COHEN A.D. and SPACKMAN W. (1980) - Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades-Mangrove Swamp-marsh complex. Part III. Decomposition of plant tissues and the origin of coal macerals. *Palaeontographica B*, Vol.172, pp.16-149.
- COHEN A.D., SPACKMAN W. and RAYMOND R. (1987) - Interpreting the characteristics of coal seams from chemical, physical and petrographic studies of peat deposits. In: "Coal and Coal-Bearing Strata: Recent advances". SCOTT A.C. (Ed.). Geol. Soc. London., Spec. Publ., Vol.32, pp.107-125.
- COLLINSON M.E. and SCOTT A.C. (1987) - Factors controlling the organization of ancient plant communities. In: "Organisation of Communities-past and present". British Ecological Society, London., pp.367-388.
- CONNAN J. (1974) - Diagenèse naturelle et diagenèse artificielle de la matière organique à éléments végétaux prédominants. In: "Advances in Organic Geochemistry 1973". TISSOT B. and BIENNER F. (Eds.). pp.73-96. Technip, Paris.
- CONNAN J. (1984) - Biodegradation of crude oils in reservoirs. In: "Advances in Petroleum geochemistry". Academic Press. London, pp.299-335.
- CONNAN J., LE TRAN K. and VAN DER WEIDE B. (1976) - Alteration of petroleum in reservoirs. Proc. 9th World Petroleum. Cong., 1975. Applied Science Publishers, London, Vol.2, pp.171-178.
- DE ROUVRE I.B. (1985) - Contribution à l'étude de la flore Paléozoïque de la bordure occidentale de l'Aïr (République du Niger). Thèse de Doctorat d'Etat. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 375p.
- DIDYK B.M., SIMONEIT B.R.T., BRASSELL S.G. and EGLINTON G. (1978) - Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, Vol.272, pp.216-222.
- DISNAR J.R. ((1986) - Détermination de paléotempératures maximales d'enfouissement de sédiments charbonneux à partir de données de pyrolyse. C.R.Acad. Sc. Paris, série II, Vol.303, pp.691-696.
- DISNAR J.R. (1990) Apport de la géochimie organique à la compréhension de la genèse des gîtes Zn-Pb en environnement sédimentaire. In "Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires: manifestations, mécanismes, prospection". Edité par H. Péliissonnier et J.-F. Sureau, doc. du BRGM n° 183, pp. 249-268. BRGM, Orléans.

- DISNAR J.R. et DEFOIX D. (1991) - Géochimie des hydrocarbures gazeux: analyse et application à la prospection minière (bordure orientale des Causses et gisement Zn-Pb des Malines, Gard, France). Rapport BRGM., 131p. BRGM, Orléans.
- DISNAR J.R., GAUTHIER B., CHABIN A. and TRICHET J. (1986) - Early biodegradation of lignous organic materials and relation to the ore deposition in the Trèves Zn-Pb ore body. In: "Advances in Organic Geochemistry 1985". LEYTHAEUSER D. and RULLKÖTTER J. (Eds.). Org. Geochem. Vol.10, pp.1005-1013. Pergamon Press, Oxford.
- DOW W.G. (1977) - Kerogen studies and geological interpretations. J. Geochem. Explor., Vol.7, pp.79-99.
- DURAND B. and ESPITALIE J. (1976) - Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon)- II Evolution of kerogen. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.40, pp.801-808.
- DURAND B. and MONIN J.C. (1980) - Elemental analysis of kerogens (C, H, O, N, S, Fe). In: "Kerogen: insoluble organic matter from sedimentary rocks", DURAND B. (Ed.), pp.113-142. Technip, Paris.
- DURAND B., ALPERN B., PITTION J.L. and PRADIER B. (1986) - Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. In: "Thermal Modeling in Sedimentary Basins". BURRUS J; (Ed.), pp.441-470, Technip, Paris.
- DURAND B., NICAISE G., ROUCACHE J. et VANDENBROUCKE M. (1977) - Etude géochimique d'une série de charbons. In: "Advances in Organic Geochemistry 1975". CAMPOS R. and GONI J. (Eds.), Madrid, pp.601-632.
- EGLINTON G. and HAMILTON R.J. (1963) - The distribution of alkanes. In: "Chemical Plant Taxonomy", Swain T. (Ed.), Academic Press, London. pp.187-208.
- ELHAMET M.O. (1983) - Analyse géologique et pétrographique de la formation de Tarat dans les carrières de la Somaïr (Paléozoïque inférieur). Région d'Arlit, Niger septentrional. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Universités de Dijon et Niamey, 279 p.
- ENSMINGER A., VAN DORSSELAER A., SPYCKERELLE C., ALBRECHT P. and OURISSON G. (1974) - Pentacyclic triterpenes of the hopane type as ubiquitous geochemical markers: origin and significance. In: "Advances in Organic Geochemistry, 1973". TISSOT B. and BIENNER F. (Eds.). Technip, Paris. pp.245-260.

- ESPITALIE J. (1986) - Use of Tmax as a maturation index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance. In: "Thermal Modeling in Sedimentary Basins". BURRUS J; (Ed.), Technip, Paris. pp.475-496.
- ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS E., LEPLAT P., PAULET J. and BOUTEFEU A. (1977) - Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Franç. du Pétr., Vol.32, pp.23-42.
- ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P. et PAULET J. (1985.a) - Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev.Inst. Franç. du Pétr., vol. 2, 1, pp.23-43.
- ESPITALIE J., DEROO G et MARQUIS F. (1985.b) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Rev. Inst. Franç. du Pétr., vol. 40, n°5 et 6, pp.563-579 et pp.755-784.
- ESPITALIE J., DEROO G et MARQUIS F. (1985.c) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Rev.Inst. Franç. du Pétr., vol. 41, 1, pp.73-89.
- FAURE H. (1966) - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger Oriental. Ed. BRGM, Mém.47. 630p.
- FORBES P. (1989) - Rôle des structures sédimentaires et tectoniques, du volcanisme alcalin régional et des fluides diagenétiques-hydrothermaux pour la formation des minéralisations à U-Zr-Zn-V-Mo-d'Akouta (Niger). Geol. Geochim. Uranium, Mem., Nancy. Vol.17, 375p.
- FORBES P., LANDAIS P., BERTRAND P., BROSSE E., ESPITALIE J. and YAMAHA M. (1988) - Chemical transformations of type-III organic matter associated with the Akouta uranium deposit (Niger): geological implications. Chem. Geol., Vol.71, pp.267-282.
- FORSBERG A. and BJØROY M. (1983) - A sedimentological and organic geochemical study of the Botneheia Formation, weathering, with special emphasis on the effects of weathering on the organic matter in shales. In: "Advances in Organic Geochemistry 1981". BJØROY M. et al. (Eds.), pp.60-68. WILEY J. and Sons, Inc., New York.
- GARRIGUES P., DE SURY R., ANGELIN M.L., BELLOCQ J., OUDIN J.L. and EWALD M. (1988) - Relation of the methylated aromatic hydrocarbon distribution pattern to the maturity of organic matter in coals using the methylphenanthrene distribution. Geochim. Cosmochim. Acta., Vol.52, pp.375-384.

- GAUTHIER B. (1984) - Etude de la matière organique associée aux séries carbonatées, minéralisées, du gîte Zn-Pb de Trèves (Gard, France). Implications génétiques. Thèse de l'Université d'Orléans.
- GAUTHIER B., DISNAR J.R., MACQUAR J.C. and TRICHET J. (1985.a) - Sur une altération particulière du kérogène des séries carbonatées dolomitisées et minéralisées: exemple du gîte Zn-Pb de Trèves (Gard, France). Implications génétiques. C. R. Acad. Sc., Paris, Vol.300, sér.II, pp.33-38.
- GAUTHIER B., DISNAR J.R., MACQUAR J.C. et TRICHET J. (1985.b) - Pétrographie de la matière organique des séries carbonatées liasiques du gîte Zn-Pb de Trèves (Gard, France). Implications génétiques. C. R., Acad., Sc. Paris, Vol.300, sér.II. pp.413-416.
- GARZA-GOMEZ A. (1982) - La pétrographie des textures optiques des cokes et ses applications. Thèse de l'Université d'Orléans.
- GUIRAUD R., OUSMANE B. et ROBERT J.P (1981) - Mise en évidence des déformations traduisant un raccourcissement dans le Mésozoïque de la périphérie de l'Aïr (Niger). C.R.Acad. Sci. Paris, tome 292, n°II, pp. 753-756.
- HAGEMANN H.W. and HOLLERBACH A. (1981) - Relationship between the macropetrographic and organic geochemical composition of lignits. In: "Advances in Organic Geochemistry 1979", DOUGLAS A.G. and MAXWELL J.R. (Eds.), Pergamon Press, Oxford. pp.631-638.
- HALBACH P., REHM H. and MARCHIG V. (1979) - Distribution of Si, Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Mg, and Ca in grain-size fractions of sediments samples from a manganese nodule field in the central Pacific ocean. Mar. Geol., Vol.29, pp.237-252.
- HANSON J.R. (1968) - The tetracyclic diterpenes. Pergamon Press.
- HAROUNA M. (1987) - Résultats préliminaires de l'étude des matières organiques associées aux gisements d'uranium (Arlit) et de charbon (Anou-Ararène) du Bassin de Tim Mersoï (Région d'Agadès, République du Niger. Non publ. D.E.A. de l'Université d'Orléans, 79p.
- HAYATSU R., WINANS R.E., SCOTT R.G., MOORE L.P. and STUDIER M.H. (1978.b) - Characterization of organic acids trapped in coals. Nature, Vol.275, pp.116-118.
- HAYATSU R., WINANS R.E., SCOTT R.G., MOORE L.P. and STUDIER M.H. (1978.b) - Characterization of organic acids trapped in coals. Nature, Vol.275, pp.116-118.

- HEROUX Y., CHAGNON A. and BERTRAND R. (1979) - Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol.63, pp.2128-2144.
- HOFFMANN C.F., MACKENZIE A.S., LEWIS C.A., MAXWELL J.R., OUDIN J.L., DURAND B. and VANDENBROUCK M. (1984) - A biological marker study of coals, shales and oils from the Mahakam Delta, Kalimantan, Indonesia. Chemical Geology. Vol.42, pp.1-23.
- HUANG W-Y. and MEINSCHIEIN W.G. (1976) - Sterols as source indicators of organic materials in sediments. Geochim. Cosmochim. Acta., Vol. 40, pp. 323-330.
- HUANG W.Y. and MEINSCHIEIN W.G. (1978) - Sterols in sediments from Baffin Bay, Texas. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.42, pp.1391-1396.
- HUANG W.Y. and MEINSCHIEIN W.G. (1979) - Sterols as ecological indicators.. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.43, pp.739-745.
- INTERNATIONAL COMMITTEE FOR COAL PETROLOGY 1963, 1971, 1975./ International handbook of coal petrography, 2nd ed., (1963), 1st Supplement (1971), 2nd Supplement (1975), Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- JOULIA F., 1959 : Les séries primaires au N et au NW de l'Aïr (Sahara Central) . Discordances observées. B.S.G.F. , p. 192-196.
- KARCHE J.P. AND VACHETTE M., 1978 : Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. B.S.G.F., XX, 6 , pp. 941-953
- KARCHE J.P. et VACHETTE M. (1978) - Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. Bull. Soc. Géol. France, (7), Vol.20,
- KILIAN C. (1931) - "Des principaux complexes du Sahara" C.R.som.S.G.F., pp.109-111
- KVALHEIM O.L., CHRISTY A.A., TALNÆS N. and BJORSETH A. (1987) - Maturity determination of organic matter in coals using the methylphenanthrene distribution. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.51, pp.1883-1888.
- LAFARGUE E. and BARKER C. (1988) - Effect of water washing on crude oil composition. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Vol.72, pp.263-276.
- LAFLAMME R.E. and HITES R.A. (1978) - The global distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons in

- recent sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.42, pp.289-303.
- LAMEYRE J. (1986) - *Roches et Minéraux*. 350p. Doin. (Eds.), Paris.
- LANDAIS P. (1986) - Analyse des matières organiques associées aux minéralisations uranifères. Implications génétiques. *Geol. Geochim. Uranium*. Mem. Nancy, Vol.10, 257p.
- LANDAIS P., MONTHIOUX M. and MEUNIER J.D. (1984) - Importance of the oxydation-maturation pair in the evolution of humic coals. *Org. Geochem*. Vol.7, pp.249-260.
- LEWAN M.D. (1987) - Petrographic study of primary petroleum migration in the Woodford shale and related rocks units. In: "Migration of hydrocarbons in sedimentary basins". DOLIGER B. (Ed.). pp.113-130. Technip, Paris.
- LEYTHAEUSER D. (1973) - Effect of weathering on organic matter in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.37, pp.113-120.
- LEYTHAEUSER D. and WELTE D. (1969) - Relationship between distribution of heavy n-paraffins and coalification in Carboniferous coals from the Saar district, Germany. In: "Advances in Organic Geochemistry 1968". SCHENK P.A. and HAVENAAR I. (Eds.), pp.429-442. Pergamon Press.
- LITCKE R., HORSFIELD B. and LEYTHAEUSER D. (1989) - Hydrocarbon distribution in coal and in dispersed organic matter of different maceral compositions and maturities. *Geol. Rundschau*. Vol. 78, pp.391-410.
- MACKENZIE A.S. and MAXWELL J.R. (1981) - Assessment of thermal maturation in sedimentary rocks by molecular measurements. In: "Organic maturation Studies and Fossil Fuel Exploration", BROOKS J. (Ed.), pp.239-254. Academic Press, London.
- MACKENZIE A.S. and MCKENZIE D.M; (1983) - Isomerization and aromatization of hydrocarbons in sedimentary basins formed by extension. *Geol. Mag*. Vol.120, pp.417-470.
- MACKENZIE A.S. (1984) - Applications of biological markers in petroleum geochemistry. In: "Advances in Petroleum Geochemistry", BROOKS J. and WELT D. (Eds.), Vol.1, pp.115-214. Academic Press, London.
- MACKENZIE A.S., BRASSELL S.C., EGLINTON G. and MAXWELL J.R. (1982) - Chemical fossils: geological fate of steroids. *Science*, Vol.217, pp.491-504.

- MACKENZIE A.S., PATIENCE R.L., MAXWELL J.R., VANDENBROUCKE M. and DURAND B. (1980) - Molecular parameters of maturation in the Toarcien shales, Paris Basin, France.I. Changes in configurations of acyclique isoprenoid alkanes, steranes and triterpanes. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.44, pp.1709-1721.
- MACKENZIE A.S., PATIENCE R.L., MAXWELL J.R., VANDENBROUCKE M. and DURAND B. (1980) - Molecular parameters of maturation in the Toarcien shales, Paris Basin, France.I. Changes in configurations of acyclique isoprenoid alkanes, steranes and triterpanes. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.44, pp.1709-1721.
- MARTINEZ L. et CONNAN J.(1989) - Approche de la migration primaire des hydrocarbures par des études intégrées de géochimie et pétrologie organiques sur des roches mères chauffées *in vitro*. *Bull. Soc. Géol. Fr.* Vol.V, pp.937-950.
- MARTINEZ L., BERTRAND Ph., PRADIER B. and LEMAIRE E. (1988) - Localization of oil microstructures of source rocks. Application of a microspectrofluorimétric method. In:"Advances in Organic Geochemistry, 1987". MATTAVELLI L. and NOVELLI L. (Eds.). *Org. Geochem.* Vol.13, pp.1093-1100. Pergamon Press, Oxford.
- MARTINEZ L., PRADIER B. and BERTRAND Ph. (1987) - La microspectrofluorimétrie en pétrologie organique. Méthodologie et application à l'étude de la maturation des algues fossiles du Bassin de Paris. *C.R. Acad.Sc. Paris, sér. III*, Vol.304, pp.441-446.
- MOLDOWAN J.M., SEIFERT W.K. and GALLEGOS E.J. (1985) - Relationsheep between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol.69, pp.1255-1268.
- MUKHOPADHYAY P.K., HAGEMANN H.W., HOLLERBACH A. and WELTE D.H. (1979) - The relation between organic geochemical and petrographical parameters of coal in Indian Coal Basins. *Energy Sources*. Vol.4, pp.313-328.
- MURCHISON D.G., COOK A.C. and RAYMOND A.C. (1985) - Optical properties of organic matter in relation to thermal gradients and structural deformation. In:"Geochemistry of Buried sediments". EGLINTON G., CURTIS C.D., MCKENZIE D.P. and MURCHISON D.G. (Eds.), pp.157-186. Royal Society of London.
- NISHIMURA M. and KOYAMA T. (1976) - Stenols and stanols in lake sediments and diatoms. *Chem. Geol.* Vol.17, pp.229-239.

- NISHIMURA M. and KOYAMA T. (1977) - The occurrence of stanols in various living organisms and the behavior of sterols in contemporary sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.41, pp.379-385.
- NISHIMURA M. (1977) - Geochemical characteristics of the high reduction zone of stanols in Suwa sediments and the environmental factors controlling the conversion of stanols into stanols. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.42, pp.349-357.
- NISHIMURA M. (1977) - The geochemical significance in early sedimentation of geolipids obtained by saponification of lacustrine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.41, pp.1817-1823.
- NOBLE R., ALEXANDER R., KAGI R. and KNOX J. (1985.b) - Tetracyclic diterpenoid hydrocarbons in some Australian coals, sediments and crude oils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.49. pp. 2141-2147.
- NOBLE R., KNOX J., ALEXANDER R. and KAGI R. (1985.a) - Identification of tetracyclic diterpene hydrocarbons in Australian crude oils and sediments. *J. Chem. Soc., Chem. Commun.* pp.32-33.
- NOBLE R.A., ALEXANDER R., KAGI R.I. and KNOX J. (1986) - Identification of some diterpenoid hydrocarbons in petroleum. *Org. Geochem.* Vol.10, pp.825-829.
- OTTENJANN K. (1985) - Fluoreszenzeigenschaften von Flözproben aus stratigraphisch jungen Schichten des Oberkarbons. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westfalen*. Vol.33, pp.169-195.
- LOUDIN J.L. (1984) - Thermal maturation indices in organic geochemistry. In: "Thermal phenomena in sedimentary basins". DURAND B. (Ed.). pp.117-125. Technip, Paris.
- PACQUET A. (1969) - Analcime et argiles diagénétiques dans les formations sédimentaires du bassin d'Agadès. République de Niger. - Thèse, Strasbourg, 188p, 15 fig., 1 carte h.t., 13 tableaux, 10 pl.
- PALMER S.E. (1984) - Effect of water washing on C15+ hydrocarbon fraction of crude oils from Northwest Palawan, Philippines. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* Vol.68, pp.137-149.
- PHILIP R.P. and GILBERT T.D. (1986) - Biomarker distributions in Australian oils predominantly derived from terrigenous source material. *Org. Geochem.* Vol.10, pp.73-84.
- PHILIP R.P. (1985.a) - Biological markers in fossil fuel production. *Mass Spectrometry Reviews*. Vol.4, pp.1-54.

- PHILP R.P. (1985.b) - Fossil Fuel Biomarkers. Elsevier, Amsterdam. 294p.
- PHILP R.P., SIMONEIT B.R.T. and GILBERT T.D. (1983) - Diterpenoids in crude oils and coals of South Eastern Australia. In: "Advances in Organic Geochemistry 1981", BJØROY M. et al., (Eds.), pp.698-704. Wiley, Chichester.
- PIPER D.Z. (1974) - Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. Chem. Geol., Vol.14, pp.285-304.
- POWELL T.G. and McKIRDY D.M. (1973) - Relationship between ratio of pristane to phytane, crude oil composition and geological environments in Australia. Nature, Vol.243, pp.37-39.
pp.941-953.
- PRADIER B., BERTRAND Ph., MARTINEZ L., LAGGOUN-DEFARGE F. and PITTION J.L. (1990) - Chemical basis of fluorescence alteration of crude oil and kerogens-I. Microfluorimetry of an oil and its isolated fractions; relationships with chemical structure. In: "Advances in Organic Geochemistry, 1989". DURAND B. and BEHAR F. (Eds.). Org; Geochem. Vol.16, pp.451-460.
- PRICE L.C. (1976) - Aqueous solubility of petroleum as applied to its origin and primary migration. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Vol.60, pp.213-244.
- PÜTTMANN W., MERZ C. and SPECZIK S. (1989) - The secondary oxidation of organic material and its influence on Kupferschifer mineralization of Southwest Poland. Applied Geochemistry. Vol.4, pp.151-161.
- RADKE M. and WELTE D.H. (1984) - The methylphenanthrene Index (MPI): A maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. BJØROY M. et al., (Eds.). In: "Advances in Organic Geochemistry, 1981". Wiley, Chichester, pp.504-512.
- RADKE M. (1987) - Organic geochemistry of aromatic hydrocarbons. In: "Advances in Petroleum Geochemistry". BROOKS J. and WELTE D. (Eds.). Vol.2, Academic Press, London, pp.141-207.
- RADKE M., SCHAEFER R.G., LEYTHAEUSER D. and TEICHMÜLLER M. (1980) - Composition of soluble organic matter in coals: relation to rank and liptinite fluorescence. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.44, pp.1787-1800.
- RADKE M., WELTE D.H. and WILLSCH H. (1982.a) - Geochemical study on a well in the Western Canada Basin: relation of the aromatic distribution pattern to maturity of organic matter. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.46, pp.1-10.

- RADKE M., WILLSCH H. and LEYTHAEUSER D. (1982.b) - Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rank. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.46, pp.1831-1848.
- RADKE M., WILLSCH H. and TEICHMÜLLER M. (1990) - Generation and distribution of aromatic hydrocarbons in coals of low rank. *Org. Geochem.* Vol. 15, pp.539-563.
- RADKE M., WILLSCH H., LEYTHAEUSER D. and TEICHMÜLLER. (1982) - Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rank. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 46, pp.1831-1848.
- RAMANAMPISOA L., RADKE M., SCHAEFFER R.G., LITKE R., RULLKÖTTER J. and HORSFIELD B. (1990) - Organic-geochemical characterization of sediments from the Sakoa coalfield, Madagascar. *Org. Geochem.* Vol.16, pp.235-246.
- RAMBOZ C. and CHAREF A. (1988) - temperature, pressure, burial history and paleohydrology of the Les malines Pb-Zn deposit: reconstruction from aqueous inclusions in barite. *Econ. Geol.* Vol.83, pp784-800.
- RASHID M.A. (1979) - Pristane phytane ratios in relation to source and diagenesis of ancient sediments for the Labrador shelf. *Chemical Geology*. Vol.25, pp.109-122.
- ROSE A.W., HAWKES H.E. and WEBB J.S. (1979) - *Geochemistry in Mineral Exploration*. 2nd ed. Academic Press, London. 657p.
- RUHLAND M. (1973) - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, Vol.26, pp.91-113.
- RULLKÖTTER J. and MARZI R. (1988) - Natural and artificial maturation of biological markers in a Toarcian shale from northern Germany. *Org. Geochem.* Vol.13, pp.639-645.
- SANGUINETTI H., OUMAROU J. et CHANTRET F. (1982) - Localisation de l'uranium dans les figures de sédimentation du grès hôte du gisement d'Akouta, République du Niger. *C.R. Acad. Sci. Paris, série II*, Vol.294, pp.591-594.
- SCOTT A. (1974) - The earliest conifer. *Nature*. Vol.251, pp.707-708.
- SCOTT A.C. and KING G.R. (1981) - Megaspores and coal facies: an example from the Westphalian A of Leicestershire, England. *Review of Palaeobotany and Palynology*. Vol.34, pp.107-113.

- SEIFERT W.K. and MOLDOWAN J.M. (1978) - Applications of steranes, terpanes and monoaromatic hydrocarbons to the maturation, migration and source of crude oils. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.42, pp.77-95.
- SEIFERT W.K. and MOLDOWAN J.M. (1980) - The effect of thermal stress on source-rock quality as measured by hopane stereochemistry. In: "Advances in Organic Geochemistry". DOUGLAS A.G. and MAXWELL J.R. (Eds.). pp.229-237. Pergamon Press, Oxford.
- SEMPERE T. (1981) - Le complexe sédimentaire du gisement d'uranium d'Arlit (Republique du Niger) - Thèse de l'E.N.S. Mines de Paris - 382p.
- SIMONEIT B.R.T. (1977) - Diterpenoid compounds and other lipids in deep-sea sediments and their geochemical significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.41. pp. 463-476.
- STONECIPHER W.D. and TURNER R.W. (1970) - Rosin and rosin derivatives. *Encycl. Polym. Sci. Technol.* Vol.12, pp.139-161.
- STREIBL M. and HEROUT V. (1969) - Terpenoids-Especially oxygenated mono-, sesqui-, di- and triterpenes. In: "Organic Geochemistry-Methods and Results (Eglinton G. and MURPHY M.T.J. (Eds.)), pp.401-424. Springer-verlag.
- SUZUKI N. (1984) - Estimation of maximum temperature of mudstone by two kinetic parameters; epimerization of sterane and hopane. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.48, pp.2273-2283.
- TALUKDAR S., GALLANGO O., VALLEJOS C. and RUGGIERO A. (1987) - Observations on the primary migration of oil in the La Luna source rocks of the Maracaibo basins, Venezuela. In: "Migration of hydrocarbons in sedimentary basins". DOLIGER B. (Ed.). pp.513-516. Technip; Paris.
- TAYLOR S.R. (1964) - Trace element abundances and the chondritic earth model. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.28, pp.1989-1998.
- TEICHMÜLLER M. and DURAND B. (1983) - Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and vitrinites in peat and coal and comparison with results of the Rock-Eval pyrolysis. *Coal Geol.* Vol.2, pp.197-230.
- TEICHMÜLLER M. and TEICHMÜLLER R. (1981) - Significance of coalification studies to geology. A review. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Vol.5, pp.491-534.

- TEICHMÜLLER M. (1982) - Application of petrological methods in geology including oil and gas prospecting. In: "Coal Petrology". STACH E. (Ed.). pp.381-413. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- THOMAS B.R. (1969) - Kauri resins-modern and fossil. In: "Organic Geochemistry-Methods and Results". EGLINTON G. and MURPHY M.T.J. (Eds.), pp.599-618. Springer-Verlag.
- TISSOT B., PELET R., ROUCACHE J. and COMBAZ A. (1977) - Utilisation des alcanes comme fossiles géochimiques indicateurs des environnements géologiques. In: "Advances in Organic Geochemistry, 1975". CAMPOS R. and GONI J. (Eds.). Madrid. pp.117-154.
- TISSOT B.P. and WELTE D.H. (1984) - Petroleum formation and occurrence. 699p. Spingler-Verlag, Berlin.
- TLIG S. (1982) - Géochimie comparée de sédiments de l'océan Indien et de l'océan Pacifique. Intérêt du fractionnement minéralogique et de l'étude de plusieurs groupes d'éléments dosés par activation neutronique. Thèse de Doctorat. Université de Paris-Sud. Centre d'Orsay. 270p.
- TURKIAN K.K. (1977) - Geochemical distribution of elements. In: "Encyclopedia of Science and technology". 4th ed., pp.627-630., Mac Graw-Hill, New York.
- UNGERER P. (1990) - State of the art of research in kinetic modelling of oil formation and expulsion. In: "Advances in Organic Geochemistry, 1989". DURAND B. and BEHAR F.. (Eds.). Org. Geochem. Vol.16, pp.1-25.
- VALSARDIEU C. (1970) - Etude géologique et paléogéographique du bassin du Tim Mersoï, région d'Agadès (République du Niger). Thèse université de Nice, 518 p.
- VALSARDIEU C. (1970) - Etude géologique et paléogéographique du bassin du Tim Mersoï, région d'Agadès (République du Niger). Thèse université de Nice, 518 p.
- VAN GIZEL (1979) - Manual of techniques and some geological applications of fluorescence spectroscopy. 55p. A.A.S.P.-foundation, Dallas.
- VAN KREVELEN D.W. (1950) - Graphical statistical method for the study of structure reaction process of coal, Fuel, Vol. 29, pp.269-284.
- VAN KREVELEN D.W. (1981) - Coal: -Typology-Chemistry-Physics-Constitution. Coal Science and Technology 3, 514p. Elsevier, Amsterdam.

- VANDENBROUCKE M., PELLET R., DEBYSER Y. and FABRE M. (1983) - Etude géochimique des sédiments récents profonds des Bahamas (projet BACAR). I.F.P. rapport n° 25986 - projet B7081001. Déc. 1983.
- VOLKMAN J.K. (1986) - A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *organic Geochemistry*. Vol.9, pp.83-99.
- VOLKMAN J.K., ALEXANDER R., KAGI R.I., NOBLE R.A. and WOODHOUSE G.W. (1983) - A geochemical reconstruction in the Barrow Sub-basin of Werstern Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.47, pp.2091-2105.
- VOLKMAN J.K., ALEXANDER R., KAGI R.I., ROWLAND S.J. and SHEPPARD. P.N. (1984) - Biodegradation of aromatic hydrocarbons in crude oils from the Barrow Sub-basin of Western Australia. *Org. Geochem.* Vol. 6, pp.619-632.
- WAKEHAM S.G., SCHAFFNER C. and GIGER W. (1980) - Polycyclic aromatic hydrocarbons in recent lake sediments. II. Compounds derived from biogenic precursors during early diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.44, pp.415-430.
- WEDPOHL K.H. (1969) - *Handbook of Geochemistry*, Vol.1, 442p. Springer, Verlag, Berlin.
- WEDPOHL K.H. (1969-1978) - *Handbook of Geochemistry*, Vol.2-4, Springer, Verlag, Berlin.
- WHITE C.M. and LEE. M.L. (1980) - Identification and geochemical significance of some aromatic components of coal. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol.44, pp.1825-1832.

